

MÓDSZERTANI KÖZLEMÉNYEK

**METAMORF KÖZETEK
SZERKEZETI—SZÖVETI ELEMZÉSÉNEK
FŐ SZEMPONTJAI
KÜLÖNÖS TEKINTETTEL
A CSILLÁMPALÁKRA**

Lektor:
DR. ÁRKAI PÉTER

Írta:
LELKESNÉ DR. FELVÁRI GYÖNGYI

Szakszerkesztő:
PIROS CHRISTA

Technikai szerkesztő:
HORVÁTHNÉ OLLÁRY GABRIELLA

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó: DR. HÁMOR GÉZA igazgató
Készült a Magyar Állami Földtani Intézet nyomdájában
Felelős vezető: Münnich Dénes
Ívterjedelem: 9.3 A/5. Példányszám: 500. Engedélyszám: 17682/89

ISSN 032 4571
ISBN 963 671 133 X

BEVEZETÉS

Amikor egy kőzet képződési feltételeitől eltérő kémiai és fizikai viszonyok közé kerül, de közben megőrzi szilárd állapotát, elveszti a környezettel kialakult egyensúlyát. Olyan termodinamikai potenciál gradiensek alakulnak ki, melyek meghatározzák a kőzetben történő változásokat. Alacsony hőmérsékleten és nyomáson felszíni mállásról és diagenezisről beszélünk. Viszonylag magasabb hőmérsékleten és nyomáson metamorf folyamatok mennek végbe. Ennél még magasabb hőmérsékleten indul meg a kőzetek megolvadása, az anatexis.

Minden, egyensúlyi állapotban lévő kőzetet bizonyos minimális szintű szabad energia jellemez, mely függ az ásványos alkotók összességének stabilitásától és a szövettől, azaz a kristályos alkotók közti határfelületek speciális rendjétől. Minden energiaközlés megváltoztatja ezt az egyensúlyi rendszert, amennyiben megemeli a rendszer szabad energiáját. Ha ez az energiaközlés elegendő egy bizonyos aktivációs küszöb túllépéséhez, a kőzetben olyan fizikai és kémiai reakciók játszódnak le, melyeket általánosságban az átkristályosodás vagy blasztézis fogalmával jelölünk. Ezek kellően erősek ahhoz, hogy módosítsák a gradienseket az ásványegyüttesek és/vagy a kőzet szövetének megváltoztatásával. Ezeknek a folyamatoknak a lezajlásával (melyeknek sebessége különböző tényezőktől függ), a kőzet ismét egyensúlyi viszonyok közé kerül, azaz az új környezeti feltételeknek megfelelő minimális szabad energiára tesz szert.

A metamorfózis tehát *egyértelműen izokémiai folyamat* (eltekintve a könnyenilló fázisoktól), mivel nem tételez fel anyagmigrációt kívülről vagy belülről; amennyiben minden kémiai rendszer elérheti egyensúlyi ásványos és szöveti rendjét. A metamorf átkristályosodás nem vonja maga után, hogy ásványos és szöveti változások egyaránt végbemenjenek a kőzetben. Egyes esetekben az ásványegyüttes például stabil is maradhat, csak a kőzet szövete alkalmazkodik az új feltételekhez.

Összefoglalva, a metamorfózis olyan kvázi-izokémikus folyamat, melynek során különböző eredetű kőzetek új ásványegyüttesre és/vagy szövetre tesznek szert a környezeti feltételek változása során.

A következőkben e *szöveti* változások okait, mechanizmusait, megjelenési formáit (osztályozását) vizsgáljuk, bemutatva a téma jelentőségét a gyakorlati kőzettani munkában.

1. A METAMORFÓZIS MECHANIZMUSAI

A metamorfózis általában a kőzetek átépülését és új ásványfajták megjelenését jelenti, így bizonyos — kis távolságú — anyagmozgásokat feltételez. Az anyagmigráció módozatai:

- az instabillá vált ásványrácsokból bizonyos atomoknak, ionoknak el kell távozni;

- bizonyos helyeken az új környezeti feltételek között stabil ásványok csíráinak kell képződni;

- a rendelkezésre álló kémiai alkotóknak folyamatosan el kell jutniuk a kristálycsírákhoz, melyek ennek következtében növekednek;

- azoknak a kémiai alkotóknak, melyek egy speciális reakció termékeként képződtek és azon a helyen nem szükségesek a stabil csírák felépítéséhez, el kell távozniuk.

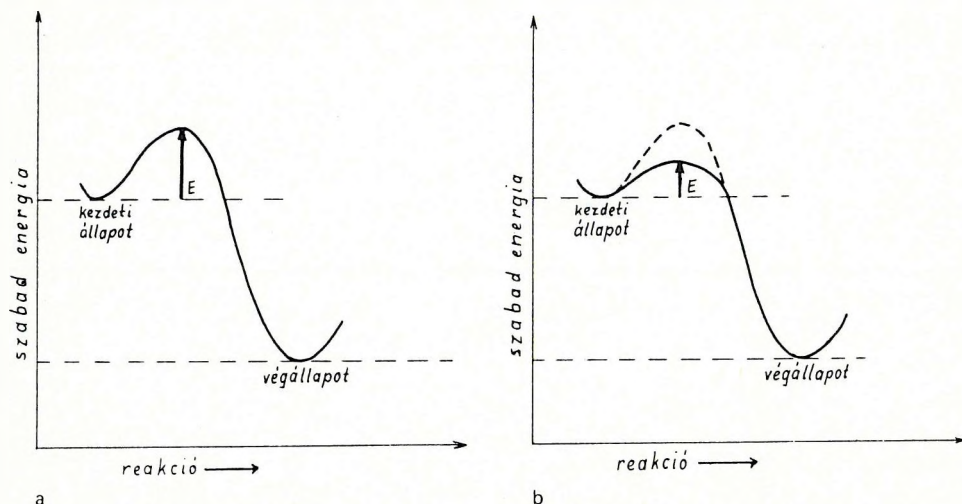
Mindezek a jelenségek a következő mechanizmusok révén zajlanak:

1. aktiváció, 2. migráció, 3. nukleáció, 4. növekedés.

1.1. Aktiváció

Minden metamorf reakcióban az új képződésű ásványegyüttes szükség-szerűen stabilabb annál, amiből képződött, tehát szabad energiája kisebb az utóbbiéénál. Ennek ellenére szükség van energia közlésére, hogy a kezdeti ásványegyüttes átalakuljon a következőbe. Szükség van tehát *aktivációs energiára* (1a. ábra). Szükséges túllépni egy energiaküszöböt, amely megakadályozza, hogy a kristályrácsot alkotó részecskék termikus mozgása túllépje az átlagos határt.

Az aktivációs energia tehát hozzájárul ahhoz, hogy a metamorfózis kémiai és fizikai folyamatai túlhaladják azt a küszöböt, ahol a sebességük gyakorlatilag nulla, tekintetbe véve geológiai nagyságrendű időtartamokat is. Ilyen energiamennyiség hatására a kristályrácsot alkotó részecskék oszcillációjának amplitúdója megnövekedhet, egészen addig, míg ezek a részecskék



1a–b. ábra. Aktivációs energia (E) katalizátor nélkül (a), és katalizátor jelenlétében (b) (SASSI 1978)

nem képesek az átlagos közepes pozíciójuk környékén tartózkodni, s lassacskán kiszabadulnak a rácsszerkezetből. Így módon a régi kristályok fokozatosan felbomlanak és alkotóik mobilissá válnak.

Ezekből az új feltételeknek megfelelő és az általuk meghatározott helyeken és orientációban új, stabil kristályrácsok képződnek. A rácsok közti térben lévő fluid fázis csökkenti az energetikai küszöböt, részben a velejáró oldó hatás miatt, mely annál hatásosabb, minél nagyobb a hőmérséklet. A deformált kristályok, melyekben már korábban mechanikus energia halmozódott fel, gyorsabban reagálnak a blasztikus hatásokra, mivel már magasabb energia szinten vannak. Megfelelő katalizátorok jelenléte is lejjebb szállítja az energetikai küszöböt, tehát kisebb aktivációs energia is elegendő, hogy egy adott folyamat végbemenjen (1b. ábra). Megjegyzendő, hogy egymást követő állapotokon keresztül végbemenő átalakulás (alreakciók sorozata) kinetikus szempontból kedvezőbb, mint ugyanaz az átalakulás egyetlen reakció során.

A kristályok felületén adszorbeált kémiai alkotók esetében az aktivációs energia szükségszerűen jelentősen kisebb, mint ugyanannál az alkotónál, amely a kristályrácsba beépült.

1.2. Migráció

A felszabaduló ionok általános esetben nem szerveződnek újra szükségszerűen az eredeti helyen; vagy reakcióba lépnek egyéb, a kőzetben felszabadult ionokkal, vagy máshol alkotnak új kristályokat. Ezért az ilyen

kémiai anyagoknál bizonyos mobilitást kell feltételezni, mégha korlátozott mértékben is (izokémikus metamorfózisnál ez a távolság nem nagyobb mm-es nagyságrendnél).

Még világosabb, ha egy $A+B \rightarrow C+D$ típusú reakciót vizsgálunk. A C vagy D koncentrációjának növekedése fékezi, vagy leállítja a reakciót.

Hogy a reakció végbemenjen, szükséges, hogy a keletkezett termékek eltávolozzanak a reakció helyéről, valamint az egymáshozható anyagok folyamatosan rendelkezésre álljanak. Feltéve, hogy a kőzet szilárd marad, ezeknek a mozgásoknak egyetlen lehetséges mechanizmusa a diffúzió, azaz az ionok, atomok, molekulák áthelyeződése kémiai potenciál gradiens (nyomás és/vagy hőmérséklet és/vagy koncentráció gradiens) hatására.

Csökkenő hatásuk sorrendjében a következő lehetőségek fordulhatnak elő:

a) diffúzió a szemcseközi térben és az esetleges repedésekben lévő fluid fázisban,

b) diffúzió a szemcseközi térben és az esetleges repedésekben szemcseközi fluid fázis nélkül,

c) kristályrácsban belüli diffúzió a rácshibák felhasználásával.

Kísérletek és elméleti megfontolások arra mutatnak, hogy a diffúziós koefficiensek az intergranuláris térben több nagyságrenddel nagyobbak, mint a kristályrácsban belüliek, valamint, hogy a diffúzió fluid közegben lényegesen gyorsabb, mint szilárd közegben. Jó okkal tételezhető fel tehát, hogy metamorf környezetben a migráció lényegében intergranuláris terekben zajlik, a nagy valószínűséggel jelen lévő intersticiális fluidumon belül.

Amennyiben feltételezzük, hogy a környező feltételek olyanok, hogy lényegesen növelik a diffúzió sebességét a kristályokon belül — a diffúzió sebessége függ a hőmérséklettől —, ugyanezek a feltételek időközben felgyorsítják az intergranuláris térben zajló migrációt is.

A különböző kémiai anyagoknak jellegzetessége a migrációs képesség is. Kőzettani megfigyelések és elméleti megfontolások arra mutatnak, hogy egyes elemek nagyobb mobilitást mutatnak, míg mások a helyükön maradnak. Viszonylagos mobilitási fokról beszélhetünk tehát. Felállítottak egy sort, melyben a leggyakoribb elemek mobilitásuk növekvő sorrendjében szerepelnek: Ti, Al, P, Si, Mg, Fe, O, Ca, F, Na, K, Cl, SO_3 , S, CO_2 , H_2O (KORZSINSZ-KIJ 1955).

1.3. Nukleáció és növekedés

Nukleáció alatt kisméretű kristálycsírák megjelenését értjük a környezeti feltételek által meghatározott pozíciókban.

Nem minden kristálykezdemény képes fennmaradni, mivel stabilitásuk

egyéb feltételeken kívül egyenesen arányos méretükkel. Csak azok a kezdemények növekednek tovább, melyek kedvező lokális feltételek között megfelelő méretre tesznek szert és kristálymaggá válnak. A többi feloldódik és diffúzió által a megfelelő anyag kedvezőbb helyekre vándorol. *Kritikus sugárnak* azt a legkisebb méretet nevezzük, melyet a kristálycsírának el kell érnie ahhoz, hogy stabil legyen és kristálymaggá váljon.

Egy szerkezetileg homogén, izotróp közegben, melyre a környezeti feltételek is izotróp módon hatnak, a kristálymagok egyenletesen oszlanak el az anyagban és statisztikus termikus ingadozás hatására képződnek. Ilyen esetben *homogén nukleációról* beszélünk.

Szerkezetileg anizotróp kőzetben azonban *heterogén nukleáció* következik be; összetétel- vagy szerkezetbeli heterogenitás, vagy valamelyik környezeti feltétel irányított jellege a kristálymagokat kitüntetett helyeken való korlátozódásra, koncentrálódásra készíti. Ilyen esetben a nukleáció előnyben részesül és feltételezik, hogy elég néhány atom ahhoz, hogy kristálymagot formáljon.

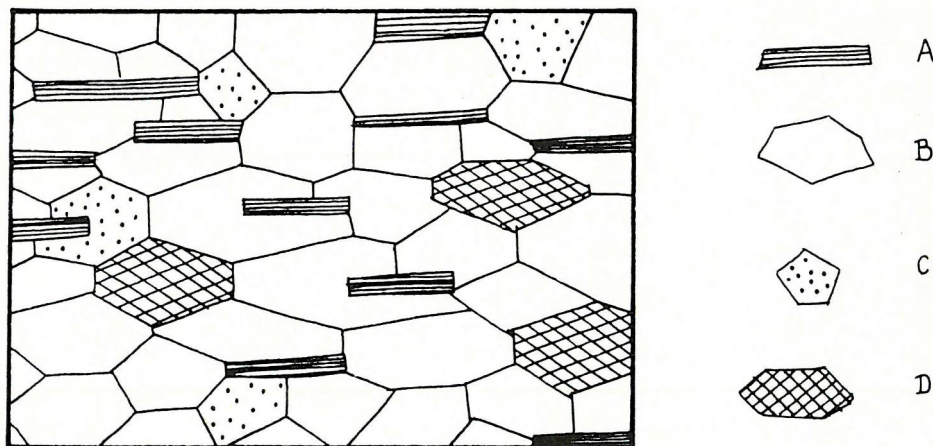
A deformációs események által meghatározott nyomásgradiensek kitüntetett helyekre terelik a diffúziós és nukleációs folyamatokat egyaránt. Kimutatták, hogy a helyzeti energiaküszöb alacsonyabb abban az irányban, ahol végbemegy a tektonikus áramlás, és a kémiai alkotórészek így vándorolnak át a nyomásgradiens irányába.

A diffúzió, nukleáció és szemcsenövekedés folyamatainak megértéséhez a metamorf kőzettan esetében jelentősen járult hozzá a metallurgia. Számos anyagnál kb. 10 \AA -ben adják meg a kritikus sugarat, és kiszámították, hogy homogén nukleáció esetén egy kristálymaghoz 100-ig terjedő számú atomra, heterogén nukleációnál 10-nél kevesebb atomra van szükség.

2. METAMORF REAKCIÓK

A metamorfózis hatásának kitett kőzetekben — mivel általában több kristályos fázisból épülnek fel — az ásványok között fellépő reakciók lehetősége többszörös. Következésképpen a premetamorf ásványok instabilitását és az új képződésű ásványok stabilitását nem külön, fázisról fázisra vizsgáljuk, hanem általában a teljes ásványegyüttesre vonatkozóan.

Mely ásványok alkotnak egy ásványegyüttest? A 2. ábrán négy ásványfajta található: A, B, C, D. Ezek alkotják a kőzet ásványos összetételét, közülük azonban csak néhánynak van közös kontaktusa, a többi nem érintkezik minden ásványfajtaival. Csak a közös kontaktussal rendelkező fázisokat tekintjük koegzisztens ásványegyüttesnek, tehát egy *paragenézisnek* ($A+B+C$; $B+C+D$). A többiek: ($A+D$) vagy a teljes együttes: ($A+B+C+D$), annak ellenére, hogy ugyanazon fizikai feltételek mellett képződtek, nem



2. ábra. Egy paragenézist alkotó (A B C) (B C D) és egymástól független ásványok egy kőzetben

alkotnak paragenezist, amennyiben nem ugyanannak a speciális metamorf reakciónak a termékeként képződtek.*

Egy adott kőzetben (a metamorfózis során végbement reakciók tanulmányozása két szempontból történik.

1. A kőzet szövetének a különböző ásványok kölcsönös térbeli helyzetének tanulmányozása. Az így nyert adatok lehetővé teszik az eltűnt és a helyükre lépő kristályos fázisok és a rendszeresen előforduló, tehát nagy valószínűséggel egy paragenezist alkotó fázisok rekonstrukcióját. Ezek a megfigyelések kiegészíthetők a koegzisztens fázisok kémiai analízisével (mikroszonda segítségével), hogy végül a problémát kvantitatív szempontból is értékelhessük.

2. Az előző megfigyeléseket összehasonlítjuk az elméletileg, vagy kísérletileg tanulmányozott ásványtani reakciókkal. Ennek az összehasonlításnak az a célja, hogy kikeressük a kísérleti és elméleti petrológia alapján azt a modellt, mely a megfigyelt, természetes helyzettel a leginkább összhangban van. Így módon nyerünk egyrészt egy valósághoz hű értelmezést — még ha valószínűleg túlegyszerűsített is — a természetben lejátszódó reakciókra, másrészt becsülni tudjuk a nyomás- és hőmérsékleti viszonyokat, amelyek között ezek a reakciók végbementek.

2.1. A kémiai egyensúly elérése

Számos metamorf kőzet mutat olyan szöveti jegyeket, melyek nem teljesen befejeződött reakciókra utalnak. Azért nem mentek végbe teljesen ezek a reakciók, mert:

1. nem állt rendelkezésre kellő mennyiségű reagens (pl. H_2O);
2. és/vagy igen lassú a reakciók sebessége.

Sajnos nem létezik olyan általános módszer, melynek segítségével meg lehetne állapítani, hogy egy adott ásványegyüttes — természetes vagy kísérleti — valóban stabil, azaz a legkisebb szabad energiájú-e. Meg kell elégedni azzal a megállapítással, hogy az adott ásványegyüttes a legstabilabb, (még ha metastabil is), mely képződni tudott az adott környezeti feltételek mellett.

A következőkben bemutatunk néhány szempontot, melyet a szöveti vizsgálatokban széles körben használnak és érvényesnek tartanak (VERNON 1977). Ezeknek a megfigyeléseknek az a lényege, hogy fel tudjuk ismerni egyik ásványegyüttes átalakulását a másikba — mely a polimetamorf kő-

* A paragenezis, vagy ásványegyüttes egy kőzetben előforduló olyan ásványok együttese, melyek genetikailag egységesek, azaz együtt képződtek ugyanazon reakció során, melynek a nem illó termékeit képviselik (WINKLER 1976).

zetek időrendjének elemzésénél nélkülözhetetlen —, vagy éppen egyidejű képződésüket állapítjuk meg.

Két vagy több ásvány egy paragenézist alkot, ha:

1. közös határfelületeket képeznek, s ezek a felületek simák, tiszták;
2. hiányzik annak a jele, hogy egyik ásvány helyettesíti a másikat (vagy a többieket);
3. „stabil” formák fordulnak elő;
4. az ásványfajták száma kellőképpen alacsony, s így az ásványegyüttes eleget tesz a fázisszabálynak.

Hozzáfűzhető még, hogy a teljes kőzet akkor van egyensúlyban az új környezeti feltételek között, ha:

1. ugyanazon ásványfázis különböző szemcséinek szegélye azonos összetételű,
2. ha a kémiai elemek eloszlása bizonyos ásványpárok között azonos a kőzet különböző részein,
3. ha a hőmérsékletbecslés a kőzet különböző részein is egymással megegyező adatokat szolgáltat.

Az egymással egyensúlyban nem lévő ásványegyüttesek felismerésének alapja az előzőekben felsorolt szempontok hiánya mellett az alábbi néhány ismertetőjel:

1. Az új ásványegyüttes világos szöveti bizonyítékot szolgáltat arra, hogy helyettesíti az idősebb ásványegyüttest (törések, hasadások mentén mutatkoznak, részben vagy teljesen kiszorítják az idősebb ásványt) (I. tábla 1, 2.).
2. Az idősebb ásványegyüttes erős deformációt és részleges átkristályosodást mutat. Az új ásványegyüttes a finomabb szemcsés, átkristályosodott részekre korlátozódik. Ez különösen biztos, ha egyúttal új palásságot alkotnak.

3. Kísérletekből vagy termodinamikai számításokból ismert, hogy az új ásványegyüttes az időstől eltérő metamorf feltételek között stabil.

A felismert ásványegyüttesek egyidejűségének bizonyításánál, illetve az egymást követő paragenézisek sorrendjének megállapításánál az a döntő szempont, hogy a kőzetben találjunk egy időpontot, amihez viszonyítjuk az ásványegyüttesek képződését. Ilyen viszonyítási időpont a deformáció (ZWART 1960, 1962). A deformációhoz való viszony felismerésénél a kőzet szöveze és a porfiroblasztok belső szerkezete közti viszony elemzésére támaszkodhatunk. E téma részletes kifejtése a 3.4. alfejezetben található meg.

Ha egyensúlyi ásványegyüttesekkel kapcsolatos elemzést végzünk, általában megállapíthatjuk, hogy a kémiai egyensúly csak a kőzetrendszer egy lehatárolt térfogatában érvényesül. Más szóval, ezekben a részekben a kémiai alkotók kölcsönös hatást fejtenek ki egymásra, bizonyos számú fázisba rendeződve, egyensúlyi eloszlásban. Az egymással határos részek között

azonban nincs kémiai reakció, tehát ezek a részek egymástól független rendszerekként viselkednek.

Minden egyes mikrorendszeren belül teljesülnek a termodinamika elvei, különösen pedig a fázisszabály — de általánosságban megállapítható — hogy egy adott mikrorendszerben olyan fázisok is megjelenhetnek, melyek kémiai szempontból összeférhetetlenek olyan fázisokkal, melyek ugyanannak a kőzetnek egy másik mikrorendszerében mutatkoznak.

Nagy közettömegeken belül a kémiai egyensúly elérését főképpen a következő okok akadályozzák meg:

1. a kőzet eredeti összetételbeli változatossága,
2. a diffúzió által megtehető távolság korlátozott volta,
3. kis reakciósebességek.

Az egyensúlyi mikrorendszerek mérete általában nem haladja meg legnagyobb átmérőjét tekintve a 10–15 cm-t. A hőmérséklet növekedésével ezek a térfogatok növekednek. Gyakori, hogy ezek a térfogatok a kőzet anizotrópiáival párhuzamosan (palásság, lineáció) megnyúlnak.

A metamorf kőzetek ásványosan és/vagy kémiaillag elkülönülő mikrorendszerekbe rendeződése a *metamorf differenciáció*. Oka a porfiroblasztok növekedése az ásványegyensúlyok és szilárd-oldat stabilitási határ változásai, összetétel és hőmérsékleti gradiensek kialakulása és a deformáció.

2.2. A reakciók reverzibilitása, retrográd metamorfózis

Elméleti szempontból a metamorf reakciók megfordíthatók; a gyakorlatban azonban nem azok, vagy csak korlátozott mértékben, mint azt a metamorf ásványegyüttesek fennmaradása is bizonyítja.

A felszínen lévő metamorf kőzetek nem stabilak az atmoszféra T – P – X feltételei között. Metastabil fennmaradásuk azzal magyarázható, hogy rendkívül lassú a reakciósebesség a kőzet és az atmoszféra, illetve a kőzet különböző ásványai között ezen a hőmérsékleten. Ha ez nem így lenne, a kőzetek csak alacsony P – T -re jellemző ásványegyüttesekből állnának, s nem lenne bizonyítékunk előző metamorf állapotukra.

Mint ahogy a hőmérséklet növekedése során a kőzetben fokozatosan különböző ásványegyüttesek képződnek, így az ezt követő hűlés során az elért egyensúlyoknak elvileg fel kellene bomlani, s a rendszerben ugyanazoknak a reakcióknak kellene végbemenni, csak ellenkező irányban. Ez azonban nem következik be a természetben, az ásványegyüttesek a hőmérséklet csúcspontjának felelnek meg, legfeljebb néhány gyenge és helyi retrográd jelenség figyelhető meg. Mi ennek az oka?

1. A reakciók véges sebességgel csak az egyensúlytól lényegesen különböző környezeti feltételek mellett mennek végbe.

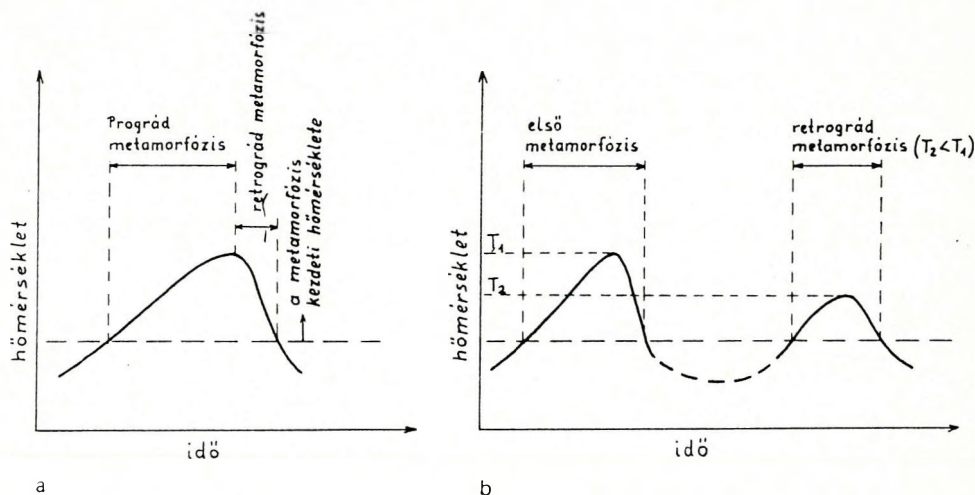
Például, ha T_E az egyensúlyi hőmérséklet a magas és alacsony hőmérsékletű ásványtársaság közt, lehetséges, hogy az $X \rightarrow Y$ reakció csak T_E -nél sokkal magasabb hőmérsékleten megy végbe, s a fordított reakció csak T_E -nél sokkal alacsonyabb hőmérsékleten megy végbe. Mivel azonban a reakciósebesség a hőmérséklet függvénye, az $X \rightarrow Y$ reakció sokkal gyorsabb az $Y \rightarrow X$ reakciónál, ez utóbbinak a sebessége közel lehet a 0-hoz.

2. Ezenkívül, ha $X \rightarrow Y$ H_2O felszabadulással járó reakció, és a felszabadult fluidum eltávozott, a fordított reakció nem tud végbemenni az egyik reagens hiányában, vagy kis koncentrációja miatt. Hogy végbemehessen, arra lenne szükség, hogy az $X \rightarrow Y$ reakció által termelt illó *ugyanoda* kerüljön vissza; ami eléggé valószínűtlen.

3. Lehetséges, hogy az $X \rightarrow Y$ reakciót olyan feltételek katalizálták, melyek többé nem állnak fenn, tehát hiányzik a katalizátor.

Összefoglalóan megállapítható, hogy a retrográd metamorfózis, mint az előzőleg végbement reakciók ellentétes iránya, nem geológiai jelentőségű folyamat (3a. ábra). Csak akkor bír nagyobb jelentőséggel, ha ettől függetlenül a már metamorf kőzet újabb, alacsonyabb hőmérsékletű metamorf folyamatba kerül (3b. ábra). Ebben az esetben tehát egy újabb felfűtés következik be, melyet gyakran deformáció (aktiváció), valamint illó fázisok megjelenése is kísér azokon a helyeken, ahol a retrográd hatások erőteljesen kifejlődnek.

A retrográd folyamatok tanulmányozása igen fontos, mert az egymáshozható és keletkezett ásványok és eredeti, valamint újabb mikrostruktúrák tanulmányozása értékes kőzettani adatokat szolgáltat.



3a–b. ábra. Retrográd metamorfózis, mint az előrehaladó (prográd) metamorfózis végső fázisa (a), retrográd metamorfózis egy újabb, ez elsőnél alacsonyabb hőmérsékleten végbemenő folyamatként (b)

3. A METAMORF KÖZETEK SZÖVETE

A metamorfózis a kőzetek szöveti átalakulását is magával hozza. Ezek az átalakulások magukba foglalják az ásványok méretének, alakjának, eloszlásának és orientációjának megváltozását. Szöveti megfigyelések végzésekor az ásványok egymáshoz való viszonyát (pl. zárványosság), valamint a kristályosodás és a deformáció közti viszonyt is leírjuk.

3.1. A kristályok alakja

Láttuk, hogy ha egy instabil ásványaggregátum metamorf környezetben reakcióba lép, olyan új ásványok keletkeznek, melyek a rendszer kémiai szabad energiáját csökkentik. Ezen kívül egyéb jelenségek is fellépnek, melyek csökkentik a határfelületi szabad energiát. (A határfelületi szabad energia az adott felülettel kapcsolatos Helmholtz-féle szabad energia). Ez az energia néhány eset kivételével sokkal kisebb a kémiai szabad energianál, mégis fejt ki hatást a kristályok alakjára úgy, hogy ennek eredményeképpen a határfelületi szabad energia lehetséges legnagyobb csökkenése álljon elő.

A kristályok alakjának létrejöttében több tényező játszik szerepet; ezek részben belső, részben külső tényezők (lásd 3.1.1., 3.1.2., 3.1.3. pontok).

3.1.1. Az ásvány képessége, hogy adott fiziko—kémiai környezetben többé-kevésbé idiomorf kristályokban jelenjen meg

Néhány metamorf ásvány általában idioblasztokat képez, azaz kristálytani felületek határolják. Mások xenoblasztokat alkotnak, azaz kristálytani síkokkal nem egyező határaik vannak.

BECKE 1903-ban állította fel tapasztalati úton a fő metamorf ásványokra az ún. idioblasztos vagy krisztalloblasztos sorozatot, melyben az ásványokat

kat aszerint, hogy mennyire képesek kristályfelületeket fejleszteni, csökkenő rendbe sorolta. A sorozat a következő:

— titanit, rutil, magnetit, hematit, ilmenit, gránát, turmalin, staurolit, disztén

- epidot, zoizit;
- piroxén, hornblende;
- dolomit, albit;
- muszkovit, biotit, klorit;
- kalcit;
- kvarc, plagioklász;
- ortoklász, mikroklin.

Megjegyzendő, hogy ez a sorrend igen jól megfelel a mikroszkópos megfigyeléseknek, kivéve, hogy az albit az alkáli földpátok közé sorolandó.

A tendenciák tehát a fő ásványokra az alábbiak:

— kvarc és földpát esetében xenoblasztok formájában való megjelenés,

- csillámnál és kloritnál mérsékelt hajlandóság idioblasztos formákra,
- gránát és Al-szilikátok idioblasztos megjelenése.

A kristálytani formák kialakításának készségét BECKE a „*kristályosodási erő*” elmélettel hozta kapcsolatba. Ezt az elméletet manapság a pontosabb és termodinamikai szempontból is megfelelőbb „*alak—energia*” elmélettel helyettesítik. Az alakenergia meghatározása a következő: az a szabad energia különbség, mely egy jól fejlett kristálylapokkal határolt ásvány és egy hasonló összetételű és méretű, de szabálytalan alakú ásvány szabad energiája között van; ez utóbbi kevésbé stabil az elsónél. Az ilyen energiakülönbség értéke nemcsak a különböző ásványok esetében különböző, hanem egy adott ásvány különböző rácssíkjaira nézve is (RAMBERG 1952). Mivel a fajlagos határfelületi szabad energia függ a hőmérséklettől, következésképpen egy ásvány különböző hőmérsékleteken különböző alakú lesz, illetve módosul a habitusa. MEHNERT (1968) feltételezte, hogy az alakenergia növekszik a metamorf fokkal, egyenes összefüggés létezik az alak és hőmérséklet közt, tehát változó hőmérséklet mellett történő, hosszú ideig tartó kristályosodási sorban az az időpont, mikor az ásvány kristályosodik, befolyásolja az alakját (hőmérsékleti kontroll). Mivel egy változó összetételű szilárd anyag szabad energiája függ az összetételtől is, az összetétel változásával a kristály egyensúlyi alakja is változik (kémiai kontroll). Erre igen jó példa, hogy a Mn—Fe gránát gyakran trapezoéderes formát, a Ca és Fe—Fe gránát dodekaéderes formát mutat.

A „kristályosodási erő” melyet növekedési nyomásnak is szoktak nevezni, RAMBERG szerint mechanikai nyomásfelesleget képvisel, melyet egy kristály még el tud viselni visszaoldódás nélkül bizonyos fokú túltelítettség

esetén (1947), vagy pontosabban az a nyomásfelesleg, melyet alkalmazni kell, hogy egy kristály kémiai egyensúlyban legyen bizonyos fokú túltelítettség esetén (1952). Ezeknek az elméleteknek az alkalmazása teszi lehetővé, hogy fiziko—kémiai szempontból értékeljük a kristályok alakjával kapcsolatos problémákat.

Ebben a kérdésben nyújt segítséget a SZÁDECZKY-KARDOSS E. által bevezetett „*vegyület potenciál*” elmélet is. SZÁDECZKY-KARDOSS 1954-ben határozta meg a vegyület potenciált, mint a kristályt alkotó ionpotenciálok összege és az ionok száma közti arányt. Ez az arány azoknak az erőknek a nagyságát mutatja, melyek kristályrácsban egyesítik a különböző ionokat. Meg kell említeni, hogy ha az ásványokat a vegyületpotenciál szerinti csökkenő rendbe soroljuk (ESKOLA 1956), olyan sort kapunk, mely egyezik a BECKE által tapasztalati úton megállapított idioblasztos sorozattal.

Mindezek ellenére a vegyületpotenciál nem az egyetlen tényező. Például a biotit vegyület potenciálja nem sokkal nagyobb az oligoklászénál, mégis a csillám rendszeresen idiomorf, míg a plagioklász általában nem mutat saját kristályformát.

3.1.2. A szomszédos ásványok hatása

SMITH (1948, in RAST 1965) megállapította, hogy egy monomineralikus polikristályos aggregátumban, ha átkristályosodása során a nukleációs állapotot már túlhaladta, az újképződésű kristályok addig növekednek, míg közös határfelületet nem alkotnak. Ettől kezdve kölcsönös viszonyukat, azaz alakjukat a felületek közti energiák szabják meg.

A határfelületi szabad energiának döntő szerepe van a kristályok formájának kialakításában (DE VORE 1959).

A szemcsehatárokkal azért hoznak kapcsolatba adott szabad energiát, mert ezek a határok csak néhány atom szélességre korlátozódnak. Itt az atomszerkezet sokkal rendezetlenebb, mint a szemcsék belsejében. Mivel valószínűtlen az egymással határos, véletlenszerűen egymással érintkezésbe került szemcsék rácsának tökéletes illeszkedése, ezek a szűk zónák magasabb energiahelyzetben vannak, mintha a különböző atomok a határfelület mentén is olyan szabályosan rendeződnének el, mint a megfelelő kristály belsejében. Következésképpen egy kristályaggregátumban mindig hajlam van arra, hogy instabil helyzetű atomjainak mennyisége csökkenjen a szemcsehatárok mentén. Ez kétféleképpen mehet végbe:

1. ha a teljes kristályaggregátumban csökken a szemcsehatárok területe: ez szemcsenagyság növekedésnek felel meg,

2. ha néhány stabil vagy metastabil kristályfelület növekszik, melyekben az atomok sokkal alacsonyabb energia állapotban vannak, mintha a

szemcsehatárok esetlegeseek, azaz nem kristálytani felületekkel határoltak lennének. Ez a kristályok idiomorfizmusra törekvésének felel meg.

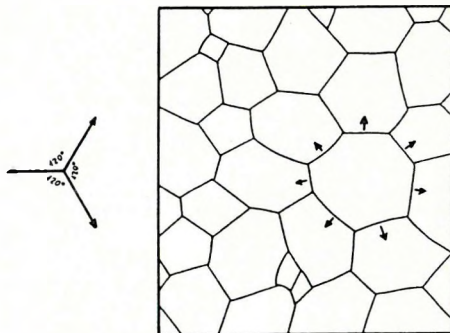
Metamorfózis során mindkét mechanizmus működik, a jelenlévő ásványoktól függő különböző mértékben.

Megkülönböztetünk instabil és stabil formákat. *Instabil* szemcsék azok, melyeknek magas a határfelületi szabad energiájuk. Ezek kicsiny méretű és/vagy szabálytalan alakú szemcsék. Morfológiai szempontból például instabilak az igen finom szemcsés, kémiai eredetű kőzetek (tűzkő, vegyi eredetű mészkő), valamint az üledékes kőzetek törmelékes ásványfelhalmozódásai, melyeknek igen változatos az alakja és nagysága. A *stabil szemcséknek* a lehető legkisebb a térfogategységre eső határfelülete; nagy, szabályos, sík felületekkel határolt kristályok.

Morfológiai szempontból KRETZ (1966) izotróp és anizotróp ásványokat különít el. Az előbbieket túlnyomórészt izometrikus poliéderek alakzatokat képeznek kristályforma nélkül, az utóbbiaknak az a képessége, hogy az előzőekre rányomják saját morfológiai jellegüket.

Vékonycsiszolatos vizsgálatok megerősítették, hogy az anizotróp ásványok határozzák meg a határfelületek lefutását, tehát az egymás mellett lévő ásványok alakját. VERNON (1968, 1976) ezt a kétféle eltérő viselkedést a határfelületi feszültségek izotróp—anizotróp sajátosságaira vezeti vissza.

a) *Izotróp anyag* aggregátumában, mely csupán *egy fázisból áll*, orientált nyomás hiányában a stabil szemcsehatárok lefutásáról akkor kapunk közelítő képet, ha például habot alkotó buborékok határvonalát figyeljük meg. Ilyen rendszert alkot a jég, a kerámiák, stb. (4. ábra). Ezekben igen jellegze-



4. ábra. Egyfázisú izotróp ásványokban kialakuló határfelületi rend és a hármás érintkezések által bezárt szög

tes, hogy három szemcse érintkezik egy közös pontban, az érintkezési szögek megközelítik a 120° -ot. Ezen kívül a nagyobb, sok kristálylappal határolt kristályok növekednek a kicsi, kevés lappal határolt szemcsék rovására. A szemcsehatárok migrálnak a görbületi középpontjuk felé, mely maga után vonja a szemcsenagyság növekedését. Ez lassacskán oda vezet, hogy a határfelületek görbülete csökken; minthogy a görbült határfelületek erősen instabi-

lak, a tendencia a sík határfelületek felé mutat. Ebben az esetben a szemcsék közti határfeszültségek függetlenek a kristálytani orientációtól.

Ha anizotróp anyaggal, több fázissal és irányított nyomással van dolgunk, ez a szöveti rend szükségszerűen megváltozik. Ez ugyanis csak elméleti marad, mivel minden ásvány (beleértve a szabályosakat is) atomszerkezetét tekintve anizotróp.

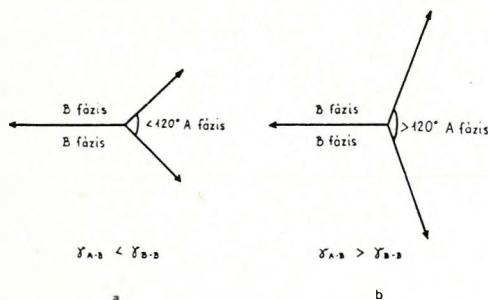
b) *Több, izotróp ásványfajtából* álló aggregátum esetében lehetséges az ásványtani orientáció általi szabályozás, amely a többinél egy kicsit anizotrópabb ásvány jelenlététől függ. Az érintkezési szögek alig térnek el a 120° -tól.

c) *Anizotróp ásványok* aggregátumaiban a határfelületi szabad energia is anizotróp, mivel bizonyos szemcsehatároknak kisebb szabad energiája van a többiekénél. Ebből következik, hogy a határfelületek lefutását erősen befolyásolja az ásványtani orientáció. Tehát a hármas érintkezéseknél lévő szögértékek 120° -körüli széles intervallumot mutatnak, s a határfelületek erősen görbültek is lehetnek. Ha erősen anizotróp ásványról van szó, melynek nagy a formaenergiája, néhány szemcsehatár alacsony indexű kristálylappal lesz párhuzamos; például a csillámoknál a $\{001\}$ -gyel, az amfiboloknál az $\{110\}$ -val.

d) Ha *több anizotróp fázis* van egymás mellett, az előző megfontolások érvényesek; a határfelületek közti szög nagysága változik az érintkező fázisok szerint.

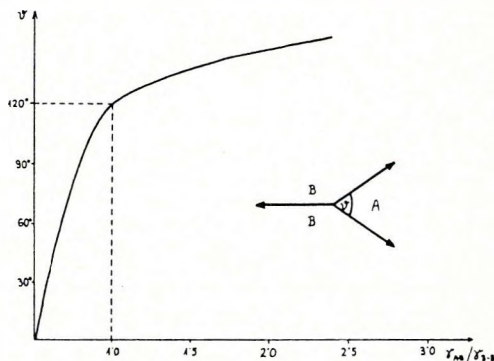
Tételezzük fel, hogy két fázisunk van, A és B , jelöljük γ -val a felületek közti energiát. Ha $\gamma_{B-B} > \gamma_{A-B}$ — akkor a két AB határ érintkezési szöge (melyek egy $B-B$ határral érintkeznek) 120° -nál kisebb. Ha azonban $\gamma_{B-B} < \gamma_{A-B}$, ez a szög 120° -nál nagyobb (5. ábra). Ez egyenértékű az-
zal, hogy az első esetben a $B-B$ határfelületnek nagyobb feszültséget tulajdonítunk, mint az $A-B$ -nek. A második esetben a $B-B$ felületnek van kisebb feszültsége az $A-B$ -nél. Az érintkezési szög (ϑ) és felületi feszültségek közti viszonyt KRETZ nyomán (1966) a 6. ábrán mutatjuk be.

e) Ha *többféle fázis* van egymás mellett, melyek között erősen *anizotróp* és gyakorlatilag *izotróp* ásványok egyaránt előfordulnak, a határ-



5. ábra. Többfázisú anizotróp ásványokból álló aggregátumban kialakuló 120° -tól eltérő szögek a hármas érintkezéseknél

6. ábra. A ϑ szög nagyságának alakulása a hármas érintkezéseknél tapasztalható felületi feszültségek arányának függvényében (KRETZ 1966)



felületek lefutását az anizotróp ásványok kristálylapjai határozzák meg. Az, hogy egy szemcséközi határ az egyik ásvány, vagy mindkét ásvány kristálylapjai szerint alakul, a két ásvány viszonylagos anizotrópia fokától függ.

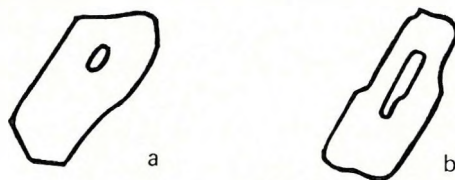
Azért, hogy egy kőzetet felépítő ásványfázisok anizotrópia fokáról fogalmunk legyen, nagyon hasznos a bezáró ásvány és zárvány határfelületének vizsgálata. Ha a zárvány és bezáró ásvány egyaránt izotróp, a zárvány gömb alakú, mely megfelel a tömegegységre eső legkisebb határfelületnek. Ha azonban az egyik fázis izotróp, a másik erősen anizotróp, sík határfelületek jelennek meg, melyek az erősen anizotróp ásvány (zárvány vagy bezáró ásvány) kristályfelületeinek felelnek meg (7. ábra).

A polygonális-szemcsés aggregátumban a járulékos fázis gyakran határokon és hármas érintkezéseknél helyezkedik el. Új ásványfázis nukleációja is ilyen helyeken kedvező, például kalcitszemcse kvarcitban, vagy földpát kvarcitban.

Végezetül meg kell említeni, hogy ha az előzőekben ismertetett egyensúlyi formáktól eltérő formák jönnek létre, az ok a túl gyors növekedésben (nem maradt fenn elegendő ideig az egyensúly), vagy a szükséges környezeti feltételek hiányában (nem alakultak ki az egyensúlyi viszonyok) keresendő.

3.1.3. Az irányított nyomás hatására a szemcsék különleges alakokat vehetnek fel (lencse, orsó). Az ilyen formák kialakulását — ha az nem vezethető le kizárólag egyes ásványok esetében a leggyorsabb növekedési irányokból — az úgynevezett Riecke-féle elvvel magyarázták. Ez az elv folyadékba merülő szemcsékre érvényes: egy tútelített oldatba merülő kristály oldhatósága növekszik a maximális nyomás alatt lévő helyeken és csökken a minimális nyomásnak kitett pontokon. Ebből következik, hogy a kristály oldódni igyekszik a nyomásnak kitett felületen, és az így felszabadult kémiai anyagok kiválnak a nyomásárnyékban.

Polikristályos aggregátumokban, melyek megnövekedett hőmérséklet hatásának vannak kitéve, az egyes kristályok nem tekinthetők úgy, mintha



7. ábra. Azonos fokú anizotrópia a zárvány és bezáró ásvány között (a), a bezáró ásvány nagyobb anizotrópiája miatt a zárványra kényszeríti saját kristályformáit (b)

olyan folyadékba merülnének, mely minden komponensre túltelített. Ilyen rendszerekben az orientáció kialakulását az öndiffúzió segítségével (Nabarro—Herring mechanizmus) magyarázhatjuk. Kimutatták, hogy ilyen típusú anyagokban, ha orientált nyomásnak vannak kitéve, anyagmigráció megy végbe a nyomásnak kitett kristályfelületekről a húzásnak kitett felületek felé.

Az eddig tárgyalt jelenségek együttesen járulnak hozzá a kristályok alakjával kapcsolatos többé-kevésbé teljes kép kialakításához.

3.2. A kristályok egymáshoz viszonyított helyzete és orientációja

Egy metamorf kőzetben az ásványok térbeli eloszlását elsősorban a kémiai (tehát ásványos) alkotók eredeti kőzetbeli eloszlása határozza meg. Mivel a legegyszerűbb metamorf átkristályosodás is feltételezi a kémiai alkotók mobilizálódását, s az új kristályok megjelenése (nukleáció) a fiziko—kémiai feltételek által meghatározott „preferált” helyeken történik, a metamorf hatások magukkal hozhatják a meglévő kristályok bizonyos határokon belüli újrendeződését és/vagy az új ásványoknak kitüntetett helyekre kötődését még szélsőséges metamorf differenciáció hiányában is. Ezen kívül a metamorf folyamatok hatására végbemehet a jelenlévő kémiai komponensek viszonylag nagy mérvű átrendeződése is.

Különösen fontos feltétel az átkristályosodás során az irányított nyomás jelenléte vagy hiánya. Kimutatták ugyanis, hogy dinamikus környezetben az ásványok változó összetételű sávokban különülnek el, gyakran még jobban felerősítve a pre-metamorf összetételbeli változást. Ilyen váltakozás jelenléte esetén szinkinematikus kristályosodásra következtethetünk.

Ezzel szemben statikus környezetben (azaz hidrosztatikus jellegű nyomás alatt) a kristályok újraeloszlása nukleáció és határfelületi migráció révén megy végbe; mely egy adott ásványfajta egy eltérő összetételű ásványfajta szemcséi közé való iktatódásával jár; például gránát, disztén, staurolit, oligoklász blasztok helyezkednek elszórtan kvarc—csillámos mátrixban. Ilyen statikus környezetben a határfelületi szabad energia azonos ásványfajta ha-

tárán nagyobb, mint különböző ásványok határán. Ebből következik, hogy különböző fázisok közti határfelületek kialakulása erősen csökkenti a határfelületi szabad energiát. A nyomás irányított, vagy hidrosztatikus jellege befolyásolja az ásványok orientációját is. Statikus feltételek között az ásványok nem mutatnak irányított elrendeződést. Ezzel szemben szinkinematikus feltételek között az új képződésű ásványok kitüntetett irányokba igyekeznek rendeződni. Ebben az esetben el kell különítenünk a morfológiai és kristálytani orientációt. A kristálytani orientáció a nagy formaenergiájú és a szomszédos ásványokkal szemben erősen anizotróp viselkedésű ásványok esetében egybeeshet a morfológiai orientációval (például a csillámoknál).

Statikus átkristályosodásnál az előzőekben tárgyalt folyamatok szabják meg a kőzet szövetét. Irányított nyomásnál az előzőekben említett Nabarro—Herring-féle mechanizmus magyarázatot ad a megnyúlt formára, de nem magyarázza a kristálytani orientációt (kivéve azokban az esetekben, amikor az egybeesik a morfológiai orientációval). Ennek létrejötte kétféle módon történhet: deformáció vagy kristályosodás során. Az előző esetben a prizmás vagy táblás ásványok mechanikai rotációja játszhat bizonyos szerepet, különösen fluid fázis és viszonylag magas nyomás jelenlétében.

A másik esetben előfordulhat, hogy

- azok a deformált szemcsék, melyek kevesebb deformációs energiát halmaztak fel, növekszenek azoknak a szemcséknek a rovására, melyek eltérő orientációjuk miatt több deformációs energiát halmaztak fel;

- már a nukleáció pillanatában olyan mechanizmusok voltak érvényben, melyek a kristálycsírák orientált térbeli elrendeződését szabályozták;

- csak azoknak a kristályoknak a növekedésére van lehetőség, melyek orientációja megfelel a környezeti anizotrópiáknak.

A nukleációs és orientált növekedési hipotézis kísérleti igazolást is nyert. RAMBERG (1952) mutatta ki, hogy az orientált elrendeződést a hőmérséklettel és koncentrációval is kapcsolatba hozhatjuk:

- azok az ásványok, melyek termikus gradiens jelenlétében kristályosodnak, maximális hővezető irányukkal a gradienssel párhuzamosan helyezkednek el;

- koncentráció gradiens jelenlétében az ásványok igyekeznek leggyorsabb növekedési irányukkal a gradienssel párhuzamosan elhelyezkedni;

- orientált nyomási térben az ásványok a maximális nyomás irányával párhuzamosan helyezkednek el a legnagyobb kompressziós tengelyükkel.

Igen sok kőzet esetében számolnunk kell a szövet kialakulása során a *mimetikus kristályosodás* jelenségével. Ez azt jelenti, hogy egy ásvány növekedése során igyekszik felhasználni a már előzőleg kialakult szerkezeti anizotrópiákat. Például amikor biotit statikus feltételek között kristályosodik egy már előzőleg kialakult, erősen irányított, csillámos környezetben, az új képződésű biotitlemezek gyakran ennek megfelelően orientálódnak annak

ellenére, hogy irányítatlanul kellett volna kristályosodniuk a statikus feltételek mellett (SANDER 1930).

Ami a kristályok méretét illeti, egy adott kőzetben általában megfigyelhető, hogy:

- egy adott ásvány mérete szűk intervallumban változik;
- a különböző ásványfajták is általában kis méretbeli változatosságot mutatnak.

3.3. Szemcseközi határok

Két adott ásvány közti határ lefutása kapcsolatban van azzal, milyen a szemcsék alakja az érintkezésnél, tehát azok a tényezők is hatással vannak rá, melyek kialakítják a morfológiai bélyegeket, ezek a formaanizotrópia mértéke és a formaenergia. Az anizotrópabb ásvány a szomszédos ásványra kényszeríti bizonyos morfológiai elemeit, tehát meghatározza a közös határfelület lefutását. Ez lényegében minden kőzet esetében lezajlik, feltételezve, hogy mindig van jelen bizonyos fokú relatív anizotrópia még akkor is, ha lényegében izotróp növekedésű ásványok érintkeznek. A szemcseközi határ lefutását SPRY (1969) nyomán az alábbi fő típusokba soroljuk (8. ábra):

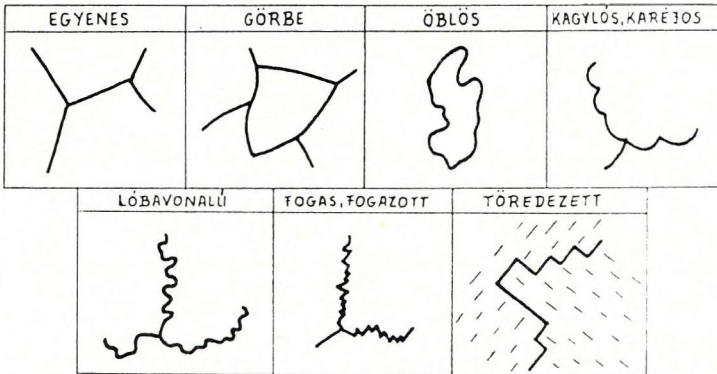
- egyenes vonalú,
- görbe,
- öblös,
- csipkés,
- lóba vonalú,
- fogacsolt,
- töredezett

A határfelületek megfigyelése gyakran hasznosnak mutatkozik a paragenetikus sorrend megítélésénél. Nézzünk néhány feltételt, mely ebben az értelemben használható.

KRETZ (1966) megfigyelte, hogy azonos formaenergiájú és azonos anizotrópia fokú ásványoknál (pl. a plagioklászok) a határfelület lehet:

- egyenes vonalú és párhuzamos az egyik szemcse morfológiailag „erős” kristálylapjával, olyan felülettel, mely általában erősen fejlett a kristály esetében;
- töredezett, a lefutás változóan párhuzamos „erős” kristálytani felületekkel, melyek hol az egyik, hol a másik ásványhoz tartoznak (II. tábla 1.); ezek a felületek azonos gyakorisággal tartoznak a két ásványhoz,
- töredezett, az egyik ásvány kristálytani felületeivel párhuzamosan.

Az első két esetben a határfelületek a két ásvány egyidejű képződésére mutatnak, a harmadik esetben az az ásvány, mely saját kristályfelületeivel szabja meg a határfelületlefutását, a másik *előtt* képződött.



8. ábra. A határfelületek lefutásának fő típusai (SPRY 1969)

Izotróp ásvány kristályainak egyidejű növekedése vagy átkristályosodása esetében (például a kvarcos aggregátumokban) poligonális szerkezetek képződnek hármass érintkezésekkel, 120° -os érintkezési szögekkel (4. ábra, II. tábla 2.). Mikor 120° -tól eltérő érintkezési szögeket találunk, ez többféle értelmezést tesz lehetővé:

- nem egyensúlyi szöveti kép,
- a kontaktuson lévő szemcsék közül legalább az egyik anizotróp viselkedésű az egyensúlyi feltételek között, tehát a határfelület lefutását legalább az egyik szemcse határozza meg,
- a képződési környezet nem statikus jellege örökölt szövet,
- a határfelületi feszültségek különbözősége.

Egyéb nem egyensúlyi szövetek: görbe felületű hármass érintkezések; háromnál több szemcse érintkezése.

Figyelemre méltó az a tény, hogy a kvarc és földpátok közti fűrészes határfelület tanulmányozása nem használható fel paragenetikus sorrend elemzése során; amelyet tehát egyéb szöveti jegyekre kell alapozni (GREGNANIN et al. 1968). Az irodalomban valóban nem találkozhatunk olyan értékelésekkel, melyeket a kvarc határfelületeire alapoznak, és csak elvétve, melyek a földpátok határfelületeivel foglalkoznak. Ez utóbbiak esetében az értelmezés többféle lehet:

- a földpát a korábbi, melyre kvarc kristályosodott, követve a korábbi síkok felületét,
- egyidejű kristályosodás,
- kvarc volt előbb, s a földpát későbbi, mely a kvarchoz viszonyított, kissé anizotrópabb viselkedése miatt saját kristálytani felületeit tudja érvényesíteni.

A görbe, fűrészes, öblös határvonalaknál, ha nem örökölt szöveti jelenségről van szó, mindig határfelület migráció játszódott le, s a folyamat meg-

akadt, mielőtt egyensúlyi állapotba került volna. A nehézség abban van, hogy megállapítsuk, a két ásvány közül melyik a helyettesítő és melyik, amit helyettesítenek. Fel kell tehát ismerni, hogy a görbe határfelület-áthelyeződése a görbület közepe felé, vagy az ellenkező irányban történt-e. Ez az értelmezés nem mindig biztos és objektív, közben a következő kritériumokra is támaszkodni kell:

- a kristályosodásban és a deformációban mutatkozó különbség a helyettesítő és helyettesített ásvány között;

- a helyettesítő ásványon belül előforduló helyettesített ásvány apró „szigetecskéinek” jelenléte, melyek azonos orientációjúak és egymástól a helyettesítő ásvány választja el őket;

- biztosan előző szemcseközi határok, melyeket a görbe határfelület metsz.

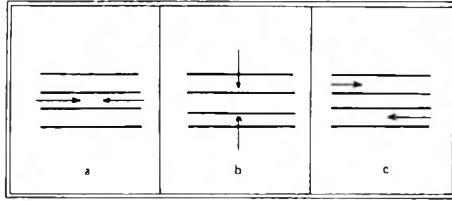
Azok a közös határfelületek, melyeket váltakozó homorú—domború kialakulás jellemez, mindig kettős értelmezést tesznek lehetővé. Egyik lehető magyarázatuk (VOLL 1960) abban áll, hogy a határfelület mentén lévő kristályok deformációja nem egyenletes, így az erősebben deformált részek másként viselkednek, mint a kevésbé deformáltak. Eszerint ezt a lefutást előző, lépcsőzetes felület fokozatos áthelyeződése hozta létre. A deformációban mutatkozó különbségek általános értelmezése az, hogy ha egy deformált kőzetben vannak olyan szemcsék is, melyek nem deformáltak, ez utóbbiak a deformáció után kristályosodtak. Ilyen következtetés azonban csak akkor érvényes, ha a mátrix eléggé deformált, vagy a deformáció mértékét hasonló méretű és mechanikai jellegű szemcséken figyeljük meg.

3.4. A kristályosodás és deformáció közti viszony

Ha a regionális metamorfózis két fő hatása közti viszonyt elemezzük — azaz a kristályosodás és deformáció viszonyát — a kőzetek termikus—dinamikus fejlődését tudjuk rekonstruálni. A regionális metamorfózis nem tekinthető statikus folyamatnak, amennyiben általában erőteljes dinamikus tevékenység kíséri, még ha nem is folyamatos és változó erősségű. A dinamikus tevékenység változásai és megszakadása alapján ugyanazon metamorf esemény során több szakasz határozható meg.

A szöveti elemzés lehetővé teszi, hogy felismerjük ezeket a metamorf szakaszokat, azaz a különböző kristályosodási szakaszokat, melyek végbe mentek az idők folyamán; valamint a deformációs szakaszokat, melyek károsították és/vagy elválasztották a metamorf szakaszokat.

A dinamikus esemény különböző hatásokat hozhat létre a hatás erőssége és irányai szerint. A fő erőhatásokat a következőkben csoportosítjuk (9. ábra).



9. ábra. A metamorfózis során fellépő erők fő típusai

Egy adott ásvány kristályosodása egy deformációs szakaszhoz képest lehet:

- pretektonikus (prekinematikus), mikor megelőzi a deformációt,
- szintektonikus (szinkinematikus), ha egyidős a deformációval,
- poszttektonikus (posztkinematikus), ha a deformáció utáni.

Mindegyik helyzet az adott ásványnak sajátos és könnyen felismerhető jellegeket kölcsönöz, melyek lehetővé teszik a paragenetikus sorok megállapítását.

A csillámpalák vizsgálata során a kristályosodás és deformáció közti viszony értelmezése a következő bélyegeken alapul:

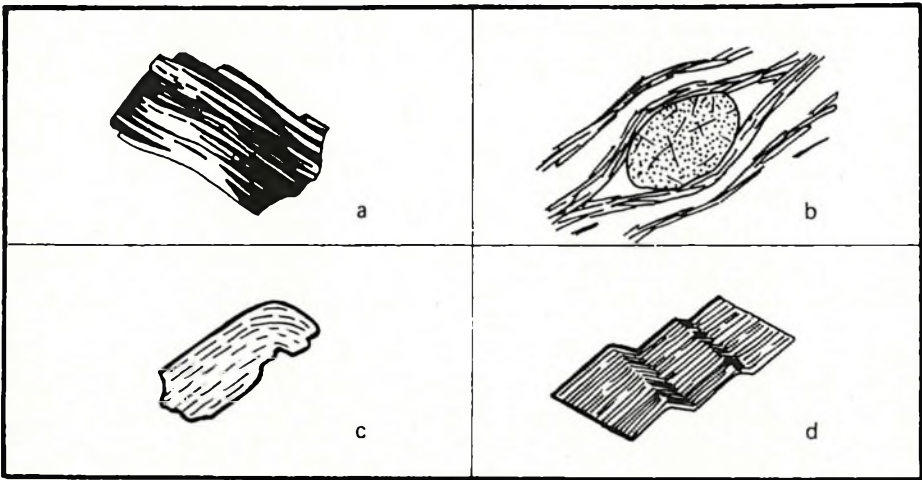
— *Pretektonikus* ásványok azok, melyek kristályosodás utáni deformációt szenvedtek, miközben kataklasztos—milonitos szerkezetek alakultak ki. *Kataklasztos*, ha a töredezés erőteljes és elterjedt, de előző szerkezeti bélyegek még rekonstruálhatók. *Milonitos*, ha az előző szerkezet felbomlása teljes, vagy csaknem teljes (IV. tábla 1.). Pontosabban, a milonitos szövet feltétele a kataklasztossal ellentétben (SPRY, 1969) a jellegzetes foliáció megjelenése. A két szélső eset között sokféle átmeneti állapot létezik. E téma kimerítő elemzése HIGGINS (1971)–es munkájában található, az egyes típusok gazdag fényképes illusztrációjával kísérve.

Az egyes ásványoknál a deformáció a következőképp jelentkezik:

Kvarc: a kristályosodás utáni deformáció elgörbülést, kihengerlődést, töredezést, granulációt hoz létre, néha „szubszemcsék” jelennek meg (poligonizáció) a magas hőmérsékletű „recovery” jelenség hatására (VOLL 1960) (IV. tábla 2.). A granuláció az átkristályosodás során végbemenő nukleáció elmélete alapján gyengén deformált kristályok statikus környezetben történt átkristályosodásával is magyarázható. Mechanizmusa a deformáció keltette „határfelület migráció” (BECK—SPERRY 1950, BYRNE 1965), azaz néhány deformálatlan kristály felületének migrációja deformált kristályokon belül, melyek tehát eltűnnek. Az átkristályosodásnak ezt a típusát a nukleáció hiánya jellemzi, az új szemcse orientációját az eredeti szemcse orientációja határozza meg.

— *Filloszilikátok*: lemezei a deformáció hatására elgörbülnek, majd élesen meghajlanak, végül eltörnek, s kialakul az új palássági felület.

A deformáció hatására a többi ásvány (gránát, disztén, plagioklász, stb) hullámos kioltással, töredezéssel, az íkrek elgörbülésével, a széttört részek elcsúszásával reagál. A 10. ábrán, valamint az V. és a VI. táblán bemutatjuk a kristályosodás utáni deformáció néhány jellegzetes típusát.



10. ábra. A kristályosodás utáni deformáció néhány fő típusa

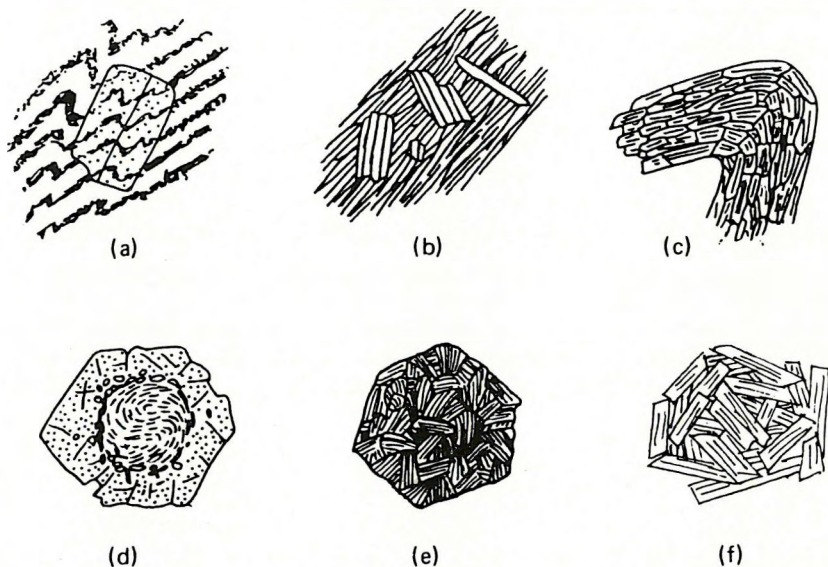
a = ikresedett földpát deformációja, *b* = töredezett staurolit körüli összenyomódás, *c* = biotit kristály meghajlása, *d* = „kink band” diszténben

— A *szintektonikus* ásványok parakristályos deformációt szenvedtek, melynek hatására a dinamikus hatóerő irányával párhuzamosan helyezkednek el. A kis formaenergiájú ásványok, mint a *kvarc* és *plagioklász*, megnyúlt alakot vesznek fel, mely követi a kőzet palásságát. Ekkor a kvarcban granulált határok jelennek meg, melyeket VOLL (1960) jellemzőnek tart a deformáció keltette szinkinematikus átkristályosodás esetében is.

A szintektonikus *csillámok* vékony lemezekben jelennek meg, rétegecskéket alkotva, melyek kijelölik a palásságot (VII. tábla). A *gránát*, *staurolit* stb. esetében szinkinematikus kristályosodáshoz való sorolás a zárványok által kirajzott belső szerkezet alapján lehetséges. Ezeket a zárványokat többnyire szerves anyag, opak- vagy kvarc szemcsék képviselik.

— A *poszttektonikus* ásványok a deformációs fázis után kristályosodtak, amely kristályosodás előtti. Az így képződött ásványok mentesek kitüntetett irányokban való megjelenéstől és a deformációktól. Jellemző, hogy ránőnek

a palásságra, a palásság nem öleli őket körül, hanem nekiütközik a kristálylapoknak (VIII. tábla 1., 2.). Néhány jellegzetes formájukat a 11. ábra szemlélteti. A poszttektonikus *kvarc* csak helyenként, lencsékben fordul elő és jellegzetes 120° -os hármass érintkezéseket alkot (III. tábla 2.). Jellemző a poszttektonikus *csillámok* „ágas-bogas” szerkezete (IX. tábla 1.), a palássággal szöget zárnak be, s gyakran nagyobb méretűek, mint a palássági sík lepidoblasztjai. Gyakran a csillámos komponensek orientálatlan lemezkéi he-



11. ábra. A poszttektonikus kristályosodás néhány fő típusa (SPRY 1969)

a = staurolit poikiloblaszt (helicités szerkezet), *b* = palássággal szöget bezáró csillám lemezek, *c* = átkristályosodott csillámok alkotta redő, *d* = szintektonikus „hólabda” gránáton poszttektonikus szegély, *e* = gránát utáni klorit pszeudomorfója, *f* = irányítatlan csillám aggregátum

lyenként, vagy teljesen eltörlik az előző palásságot, és irányítatlan szerkezet jön létre. A *gránát*, *disztén*, *staurolit*, *andaluzit*, *plagioklász* biztosan posztkinematikus fázishoz sorolható, ha poikiloblasztok formájában jelentkeznek, melyek előző, deformált szerkezeti részeket zárnak magukba (helicités szövet; IX. tábla 2., XIII. tábla).

Itt kell megemlítenünk azt a nehézséget, mely a redőre rányírt helicités, poszttektonikus porfiroblaszt és a szintektonikus rotációs zárványsort tartalmazó poikiloblaszt elkülönítése között áll fenn. Ebben az esetben a legkétségtelenebb, hogy a szöveti értékelést ne egyetlen kristályon végezzük. Kaphatunk metszetet a rotáció tengelyére merőlegesen, s ezen nem látjuk a rotációt. Több hólabda szerkezetű kristály azonban azonos típusú és irányú

rotációt mutat. A helicités kristályok belseje változó, szabályostól szabálytalan formák egyaránt előfordulnak.

A plurifaciális és polimetamorf kőzetekben több deformációs szakasz is egymásra tevődik, melyek sorrendjét mikroszkópos méretekben is fel lehet ismerni. A gyakorlatban S_0 -val jelölik a sík és L_0 -val a vonalas premetamorf anizotrópiákat, (foliációk, lineációk) S_1 és L_1 , illetve S_2 — L_2 -vel időrendi sorrendben a következőket (XIV. tábla).

3.5. A zárványok jelentősége

A különböző ásványfajtákban megfigyelhető közös zárványok viszonyának vizsgálata segítségünkre lehet egy paragenetikus sor felállításában. Olvadékból történő kristályosodásnál azok a zárványok idősebbek a bezáró ásványnál, melyek annak központi részén helyezkednek el. Szélső zárványok biztosan csak a bezáró ásvány szegélyénél idősebbek, a belső rész a külső zárványnál lehet fiatalabb, idősebb vagy azzal egyidős.

Metamorf kőzeteknél azonban az értékelés nem ilyen egyszerű. A nukleációs és növekedési ütemben mutatkozó különbségek egyidős ásványtársaságnál is kölcsönös vagy részleges zárványok megjelenését okozzák. Egy poikiloblaszt és zárványainak nukleációja egyidőben is végbemehetett, s úgy alakult ki a szöveti kép,

— hogy a jelenlegi zárványokat alkotó ásványból számos stabil mag képződött, a poikiloblasztból kevés;

— a poikiloblaszt felépítéséhez szükséges komponensek nagyobb mennyiségben (gyorsabban) jutottak a kristályosodás helyére, így gyorsabban növekedett és befoglalta a zárványokat.

A zárványnak a bezáró ásványnál korábbi volta elsősorban a következő szempontok alapján mutatható ki:

- a zárvány és bezáró ásvány határfelületének vizsgálata,
- a kristályosodás és deformáció viszonyának vizsgálata,
- a porfiroblasztokban a zárványok által meghatározott orientált vonalak anizotrópiájának vizsgálata.

Az első esetben KRETZ (1966) következtetéseivel, a kristályok növekedése közben tanúsított izotróp—anizotróp viselkedésével számolunk. Kimutatta, hogy a bezáró ásvány nem mindig alkalmazkodik a zárvány alakjához, módosíthatja azt a két ásvány között fennálló formaanizotrópia mértéke szerint. Egyensúly elérése esetén többféle lehetőség adódhat: ha a két fázis teljesen izotróp, a zárványok elméletileg arra törekszenek, hogy gömb formát vegyenek fel. Ha a zárvány a bezáró ásványnál anizotrópabb, idiomorf alakot ölt; ha kevésbé anizotróp, a bezáró kényszeríti rá saját alakját.

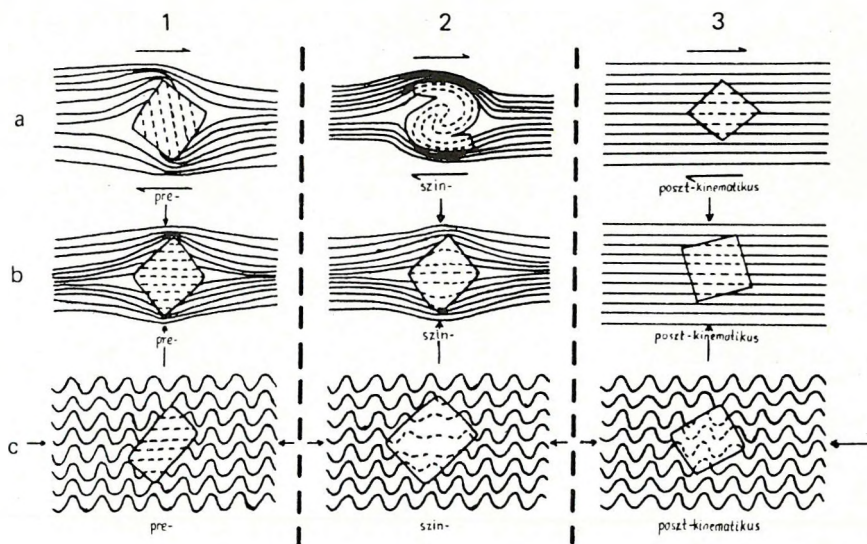
Ennek azonban ellentmond néhány kivétel, ezért ajánlatos hasonló anizotrópia fokú ásványok morfológiai viszonyainak összehasonlítására szorítkozni.

Ami a kristályosodás és deformáció közti viszonyt illeti, biztos, hogy a zárvány korábbi a befogadó ásványnál, ha:

- deformált, míg a bezáró ásvány nem az;
- ha helyettesítés révén létrejött egy leszakadt sziget egy közeli ásványról, amelyhez képest még azonos orientációt mutat (I. tábla 1.);
- ha több, azonos orientációjú darabra szakadt szét, melyek eredeti összefüggése világosan bizonyítható (II. tábla 1. kép).

Bizonytalanabb az a szempont, mely a bezáró ásvány és zárvány orientáció viszonyain alapul. A gyakori szabályos orientáció kapcsolatba hozható a bezáró ásvány kristályrácsának a zárványok orientációjára gyakorolt hatásával. Mindez nem jelenti szükségképpen az egyik ásvány korábbi voltát a másikhoz képest, hanem a növekedés egyidejűségére is utalhat (VERNON 1977). Ennek klasszikus példája a disztén—staurolit orientált összenövés. Vannak olyan orientált összenövések is, melyek szételegyedés vagy koherens helyettesítés során alakultak ki.

Hasznos módszer, ha a porfiroblasztok belsejében lévő orientált zárványok által képzett felületek anizotrópiájának (S_i – belső palásság) és a kőzet jelenlegi palásságának (S_e – külső palásság) összehasonlítására támaszkodunk (ZWART 1960). A 12. ábra szemlélteti az S_i és S_e közötti összefüggést



12. ábra. A három különböző dinamikus környezetben képződött külső–belső palásság (S_e – S_i) viszonyának vázlata prekinematikus (1a, b, c), szinkinematikus (2a, b, c) és posztkinematikus kristályosodás (3a, b, c) esetében (ZWART 1960)

különböző dinamikus környezetek esetében, pretektonikus (1a—b—c); szintektonikus (2a—b—c) és poszttektonikus (3a—b—c) kristályosodás során (ZWART 1962 p.41). Az „a” esetben a palássági sík elcsúszási felület, a „b” esetben a palássági sík összenyomódás (flattening), a „c” esetben mikroggyűrődéses. Poszttektonikus kristályosodás során az S_i felületek teljesen azonosak az S_e -vel, mutatva, hogy a porfiroblaszt akkor kristályosodott, mikor az alapanyag elérte a jelenlegi mikroszövetet (IX, tábla 2., XIII. tábla). A szintektonikus kristályosodás három esetében az S_i felületek a palássági felületek folyamatos képződésére mutatnak a kristályok növekedése során. Ennek a fejlődésnek különböző jellege lehet a hatóerők jellege szerint.

A pretektonikus kristályosodás három esetében az S_i és S_e közti viszony világosan mutatja a porfiroblaszt korábbi voltát a dinamikus tevékenység kezdetéhez viszonyítva (XV. tábla).

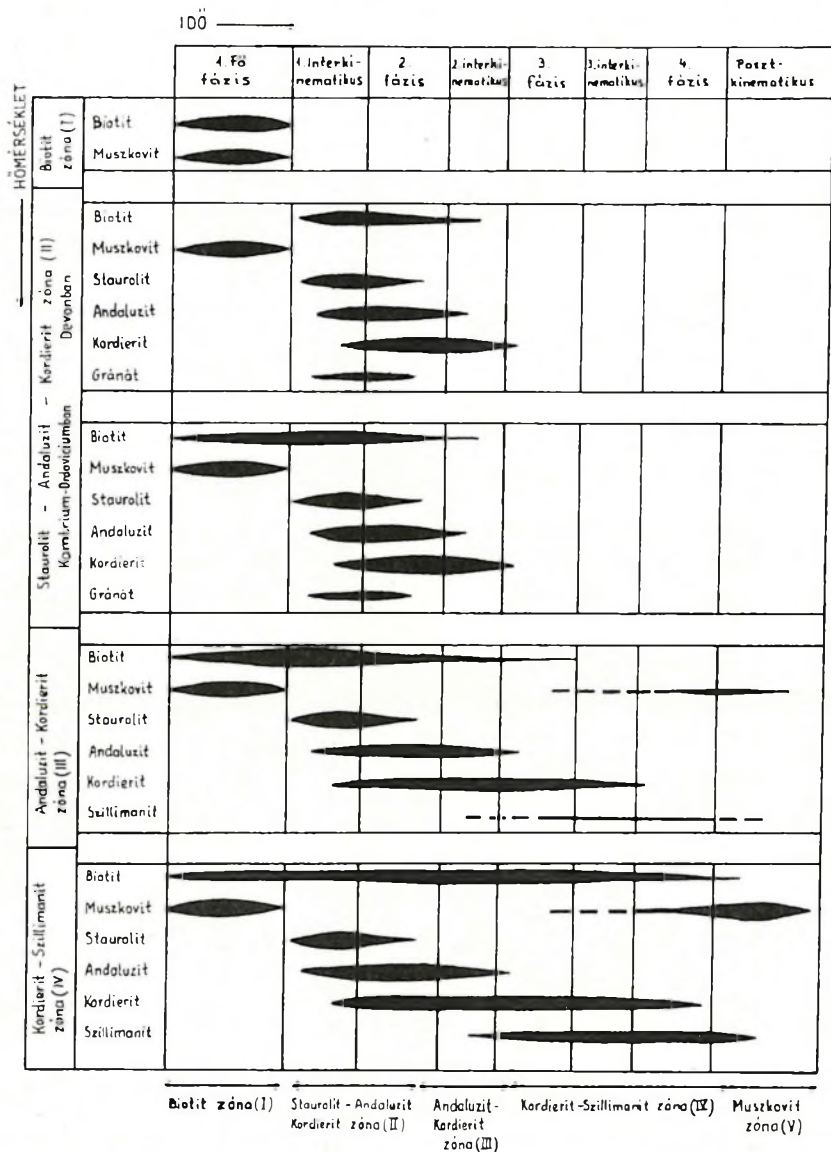
Az eddig vizsgált szöveti elemzések segítségével, melyek a kristályos összetevők alakjára, egymáshoz viszonyított helyzetére, orientációjukra, a szemcseközi határookra, a kristályosodás és deformáció viszonyára és a zárványok jelentőségére támaszkodnak, megállapíthatjuk a paragenetikus sorokat és a metamorf kőzetek képződésének dinamikai történetét.

4. A SZÖVETI ELEMZÉSEK JELENTŐSÉGE

A metamorf kőzettömegek tanulmányozása során világossá vált, hogy a metamorf feltételek kialakulása nem tekinthető statikus folyamatnak. Egyetlen metamorf esemény során a környezeti feltételek (hőmérséklet, nyomás, dinamikus aktivitás) időben változhatnak, s így több szakaszos metamorfózis jöhet létre. Ezeknek a szakaszoknak a felismerése általában a kőzetek szövetének elemzésével történik, főként pedig a kristályosodás és deformáció közti viszony tanulmányozásával (XVI. tábla). Ilyen jellegű elemzés hozzásegít a kristályosodás és deformáció különböző időbeli fázisainak felismeréséhez. Ilyen elemzés alapján nem tudjuk megmondani, mennyi idő telt el az egyik és másik szakasz között, illetve mennyi ideig tartottak az egyes szakaszok. Ezen kívül nem állapítható meg, hogy a különböző felismert metamorf történések egyetlen metamorf ciklus különböző szakaszai (*több szakaszú metamorfózis*) plurifaciális metamorfózis (DE ROEVER—NIJHUIS 1964), vagy geológiailag és kronológiailag egyaránt élesen elkülöníthető események (*polimetamorfózis*). A plurifaciális metamorfózis és polimetamorfózis közti elkülönítés éppúgy, mint a metamorf események korának meghatározása geológiai kritériumokra, s ezeknek hiányában radiometrikus mérésekre támaszkodhat.

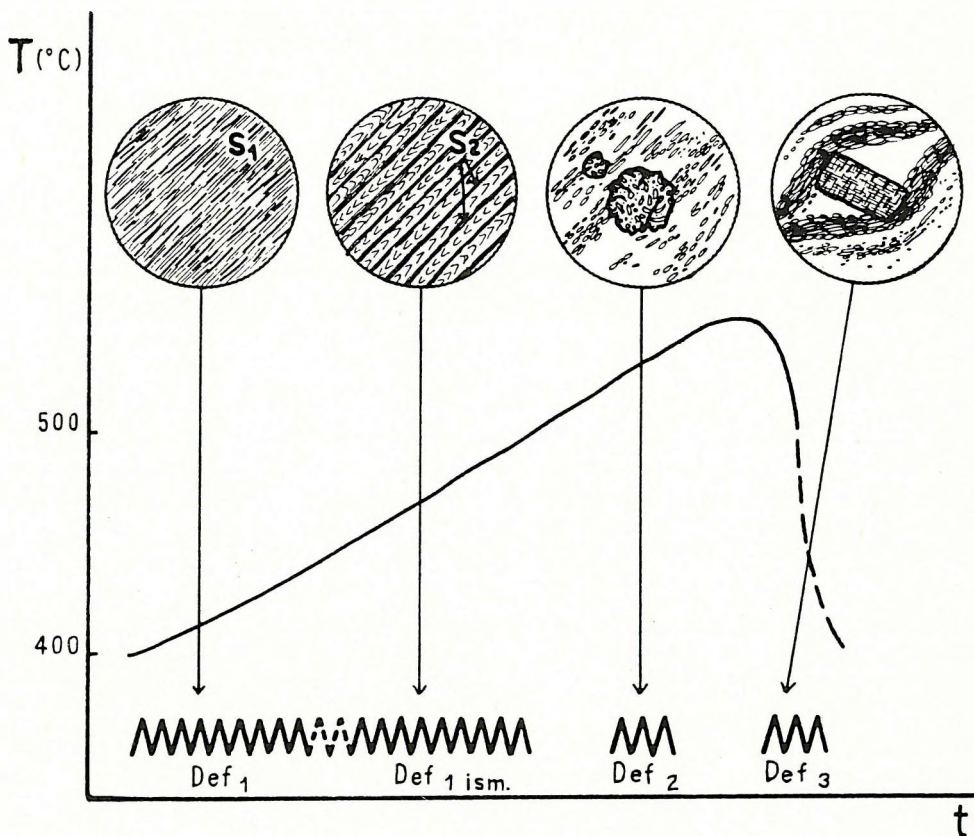
A plurifaciális és polimetamorf kőzetek szerkezeti szempontból igen bonyolultak. Különböző korú gyűrődéseket, lineációkat, palásságokat mutatnak, melyek egymást metszik, s melyeket a későbbi paragenezisek többé—kevésbé eltörölhetnek. Ezek egymásutánjának felismeréséhez szükség van mikroszkópos és mezoszkópos szerkezeti elemzésre egyaránt. E két elemzést egymással össze kell kötni és az eredményeknek egymással összhangban kell lennie.

Az előzőek alapján egyértelmű, hogy a kőzetek (mezo-mikroszkópos) szerkezeti—szöveti vizsgálata a kőzetek dinamikus történetéről szolgáltat adatokat. Az ásványegyüttesek elemzése pedig a hőtörténetet mutatja be. Mindezeket az adatokat radiometrikus mérésekkel összekötve, lehetővé válik a metamorf események megrajzolása. A metamorf fejlődés különböző grafikus ábrázolásokkal szemléltethető. Ezek a különböző ásványegyüttesek



13. ábra. Hőmérséklet-idő diagram, mely bemutatja a különböző ásványgyűtesek képződését az idő függvényében (ZWART 1962)

Látható, hogy ebben az esetben az alacsony fokozatú ásványok a korai szakaszokban, a magasabb fokozatúak a későbbi szakaszok során kristályosodnak



14. ábra. Hőmérséklet—idő diagram, mely a szöveti jegyek egymásutánját és a velük kapcsolatos hőmérsékletet—deformációt mutatja be (a kaledon ciklus egyszerűsített tektonometamorf sémája) (SASSI et al. 1974a)

kialakulását (hőmérséklet—idő diagramok, ZWART 1962, 13. ábra), vagy a szöveti jellegek kialakulását világítják meg (SASSI et al. 1974a) 14. ábra. Igen szemléletes a mezo-mikroszkópos jellegek együttes bemutatása földtani térkép kíséretében (CARMIGNANI et al. 1982).

A metamorf kőzetek ásványegyütteseinek és mezo-mikroszkópos szöveti-szerkezeti adatainak összehasonlító elemzése tehát olyan részletes adatokat szolgáltat egy terület *tektonometamorf fejlődéséről*, melyet más módszerekkel nem nyerhetünk.

5. A METAMORF KŐZETEK SZERKEZETI—SZÖVETI TÍPUSAI

Mezoszkópos kőzetelemzés alatt a kőzet szabad szemmel megfigyelhető *szerkezeti* jegyeinek összességét értjük, mérsékelt nagyságú feltárásokban és laboratóriumban, kézipéldányon és makroszkópos mintákon egyaránt. Ezek bizonyos kőzettömegeket képviselő elemi testek, melyek tükrözik a kőzet leglényegesebb szerkezeti és összetételbeli sajátosságait.

Mikroszkópos elemzés során a kőzet *szövetét* tanulmányozzuk, azaz:

- kristályossági fokát (kristályosság),
- az ásványos alkotók méretét (szemcsenagyság),
- az alkotórészek alakját, eloszlását és kölcsönös kapcsolatát (szövet; fabric).

Megjegyzendő, hogy az angolszász irodalomban mindhárom kőzetcsoport (magma, metamorf, üledékes) esetében a mezoszkópos és mikroszkóposan megfigyelhető jegyek összességét a *struktúra*, illetve *textúra* szavakkal jelölik. Az összes többi nyelvben e két fogalmat a következőképpen értelmezik.

a) magma és metamorf kőzeteknél *textúra* alatt a kőzet mezoszkópos jegyeinek összességét értjük, a *struktúra* a mikroszkópos jellegeket foglalja magába;

b) üledékes kőzeteknél az angolszász megnevezés a használatos.

5.1. A metamorf kőzetek szerkezete és szöve (ZEZZA 1976)

A kontakt és regionális termo–dinamometamorf kőzetek mindig *holokristályosak* (nem tartalmaznak kőzetüveget).

A kőzetek szemcsenagysága lehet egyenletes és változó. A szemcsék lehetnek szabályos alakúak (*idioblasztok*), részben szabályosak (*hipidoblasztok*) vagy szabálytalanok (*xenoblasztok*). Azokat az ásványokat, melyek lényegesen nagyobbak a velük együtt előforduló, a kőzet mátrixát al-

kotó ásványoknál, *porfiroblasztoknak* nevezzük. A porfiroblasztok és az alapanyag ásványainak átmérője közti arány 10—5-től 1-ig terjed.

A metamorfitok kristályossági foka általában már szabad szemmel, vagy nagyítóval jól látható, még a legfinomabb szemcsés kőzet esetében is, különösen friss törési felületen:

durvaszemcsés: $\varnothing = 30—5 \text{ mm}$;

középszemcsés: $\varnothing = 5—1 \text{ mm}$;

finomszemcsés: $\varnothing = 1 \text{ mm}$ alatt.

A milonitosodott kőzetek és igen alacsony fokú metamorfitok ezzel szemben afanitos megjelenésűek.

A metamorf kőzetek szerkezete igen fontos a kőzet genetikájának felismerése szempontjából. A kontakt kőzetek általában nem irányítottak, a regionális metamorfitok többnyire palásak. A milonitok irányított, nyírt szerkezetet mutatnak. Az igen kisméretű metamorfitok relik, premetamorf szerkezetet mutatnak, melyen nem mindig látszik orientált szerkezeti felülbélyegzés, különösen kézipéldány méretben. A migmatitok szerkezete csak feltárás nagyságrendben diagnosztizálható, mivel a különböző jellegek jól csak négyzetméteres nagyságú felületen értékelhetők.

5.1.1. Kontakt és regionális metamorf kőzetek

SZERKEZET

A kontakt metamorf kőzetek szerkezete általában szemcsés, tömör és izotróp, azaz az ásványos alkotók nem mutatnak irányított elrendeződést.

A regionális metamorf kőzetek (másképpen kristályos palák) nagy részének legfőbb jellegzetessége a *palásság*. Palásság alatt a kőzetek sík jellegű szerkezeti heterogenitását értjük. Kialakulása a nagyon formaanizotróp ásványok egy irányba rendeződésének függvénye. Ezek lemezeselek, vagy megnyúlt prizmásak s épp ezért palaképző ásványoknak is nevezzük. Ilyenek a csillámok, kloritok.

A palásság mértéke igen változó lehet, a palássági felület igen gyengétől a határozottig terjedhet. Ezen kívül a deformációs történetről függően ezek a felületek lehetnek síkok, gyengén ráncoltak és erősen gyüredezettek.

A legfontosabb irányított szerkezetek a következők.

Lineáris A megnyúlt prizmától tű alakú habitusú kristályok egy irányba rendeződéséből adódik, ezek egymással párhuzamos vagy egymást keresztező felületrendszereket határozhatnak meg.

- Sík* **L e v e l e s:** egy irányba rendezett lemezes ásványok sűrű illeszkedése. Vagy előfordulnak, vagy hiányozhatnak kisebb közbeékelődött szemcsék. Együtt képezik a palássági felületeket, melyek síkok és egymással párhuzamosak.
- L e m e z e s:** sűrű milliméteres rétegváltakozás, mely uralkodóan leveles és uralkodóan szemcsés összetételből adódik.
- C s í k o s** vagy **s z a l a g o s:** változó vastagságú, cm-es nagyságrendű, s gyakran változó ásványos összetételű, egymással párhuzamos részek váltakozásából adódik.
- Lencsés* A palássági felületek hullámos lefutásúak, közöttük lencsés alakú elemek jelennek meg, melyek vagy több, vagy egyetlen ásványból állnak.
- Redőzött* A palássági felületek gyűrtek, a redők irányítottsága, szimmetriája változatos lehet.

SZÖVET

A kontakt és regionális metamorf kőzetek szövete mindig krisztalloblasztos jellegű, mely az ásványszemcsék többé-kevésbé egyidejű kristályosodásából adódik. A szemcsék habitusa, alakja és kölcsönös viszonya alapján a következő két fő csoportot különítjük el:

H o m ö o b l a s z t o s: gyakorlatilag azonos méretű komponensek együttese alkotja; megnevezésük a következő:

— *Granoblasztos:* általában nem mutatkozik irányítottság a szemcsék elrendeződésében (kvarc, földpát, karbonátok), átmérőjük közel azonos, körvonaluk nem teljesen szabályos vagy szabálytalan. Ha körvonaluk teljesen szabálytalan (öblös, fogazott): *xenoblasztos*. Ha a szemcsék polygonálisak, a legtöbb szemcsének öt-hat lapja van és általában hármas pontokon érintkeznek (120°C -os határszögekkel), *poligonális* vagy *mozaik* szövegről beszélünk.

— *Lepidoblasztos:* a lemezes vagy pikkelyes alkotórészek egy irányba rendeződéséből vagy kereszteződésből (decussat) adódik.

— *Nematoblasztos—fibroblasztos:* prizmastól szálasig terjedő habitusú ásványok szövedéke alkotja (pl. amfibol, epidot, szillimanit), melyek főleg egy irányba rendeződtek.

— *Diablasztos*: két vagy több ásványfajta diffúz összenövése alkotja.

Heteroblasztos: a szemcsék a változó nagyságúak.

— *Porfiroblasztos*: lényegében mindegyik típus erre az alapvető szövetre vezethető vissza. Nagy, vagy közepes méretű porfiroblasztok helyezkednek el lényegesen finomabb szemcsés mátrixban, mely az előzőekben felsorolt homöoblasztos szerkezetek valamelyikét mutathatja. Például: porfiroblasztos szövet lepidoblasztos mátrixban.

— *Poikiloblasztos*: ha a porfiroblasztok elég sok zárványt tartalmaznak.

— *Szeriális* szövetről akkor beszélünk, ha a legkisebb és a legnagyobb komponens mérete között folyamatos átmenetet észlelünk.

5.1.2. Diszlokációs metamorf kőzetek

Ezek a kőzetek mechanikus deformációt szenvedtek, mely mezo-, mikrobreccsás szerkezeteket hoznak létre és csaknem mindig az alkotórészek irányított elrendeződését hozza magával.

SZERKEZET

Az *orientált szerkezetek*, melyek az anyag töredezéséből és elcsúszásából adódnak, igen jellemzők a *milonitokra*. Fő típusaik a következők:

— *szemes klasztos és flázeres*: irányított, igen finom afanitos mátrixban lencsés elemek mutatkoznak, melyek a tektonikai mozgás felületeinek irányában rendeződtek;

— *párhuzamos sávok*: különböző mértékű morzsolódást szenvedett sávok, melyek párhuzamosak a palássági felülettel.

Nem orientált szerkezet jellemzi a *kataklázitokat*. Tömör, breccsás megjelenésűek, a glomeroklaszt és porfiroklasztok rendezetlenül helyezkednek el az afanitos mátrixban, mely a reliktumokhoz képest alárendelt, vagy annál nagyobb mennyiségű is lehet.

SZÖVET

A kataklázitok és milonitok szöveti típusai az alábbiak:

— *vakolat szövet*: apró krisztalloklasztok együttese mutatkozik az eredeti szemcsék belsejében vagy szegélyén. Ez a kataklázis korai szakasza.

— *glomeroklasztos*: igen finomszemcsés, általában nem orientált mátrixban változó méretű, elég nagy mennyiségű szögletes közettörmelék foglalt helyet.

— *flázer és szemes klasztos*: szalag és lencse alakú kristály aggregátumok alkotják, melyek leghosszabb tengelye párhuzamos a kataklázis felületeivel, és igen finom, orientált mátrixban helyezkednek el (XIX. tábla 1.).

— *porfiroklasztos*: változó méretű, szabálytalan körvonalú, vagy részben lekerekített porfiroklasztok helyezkednek el sokkal finomabb méretű kristálytöredékekből álló mátrixban, szilárd állapotú forgás nyomaival, vagy anélkül.

— *milonitos*: a lemezes anyagot olyan igen finom kristálytöredékek alkotják, hogy üveges megjelenésű lesz a kőzet, mely az összes eredeti kristályos alkotó teljes felőrlése során állt elő (IV. tábla 1.).

Ha az alapanyagban többé—kevésbé erős átkristályosodás jelei mutatkoznak — melyek azonban nem törlik el a kőzet lemezes jellegét — *blasztomilonitos* szövetről beszélünk, mely az azonos nevű kőzeteket jellemzi (XIX. tábla 2.). BORIANI (1971) szerint a blasztomilonitok szinkinematikus átkristályosodás termékei. *Rekrisztallizált milonitokról* akkor beszélünk, ha az átkristályosodás a porfiroklasztokat is érinti és fiatalabb a kataklázisnál (poszttektonikus átkristályosodás).

5.1.3. Nagyon kis fokú metamorf kőzetek (szemimetamorfitok)

Általában megtartják a kiindulási kőzet szerkezeti—szöveti sajátosságait, melyektől elsősorban olyan új képződésű ásványok megjelenésében különböznek, melyek a metamorfózis kezdeti szakaszát jelzik. A következő jellegek fordulnak elő: *blasztomagma*s (blasztoporfíros, blasztofitos, stb.) (XX. tábla 1.) és *blasztoszediment* (blasztopszefit, blasztopszammit, blasztopelit, a megfelelő törmelékes üledékből való eredet szerint).

Különösen a pelites és homokos—pelites eredetű kőzetekben mutatkozik járulékos kihengerlödéses, irányított szövet töréses és elcsúszási felületek együtteséből, melyek egybeeshetnek, vagy szöveget zárhatnak be az eredeti rétegzöldéssel.

5.2. A metamorf kőzetek szerkezeti elemei

PALÁSSÁG

A metamorf kőzetek túlnyomó részét sík szerkezeti anizotrópiák jellemzik, melyek az egész kőzetet átjárják. Ezeket a felületeket SANDER nyo-

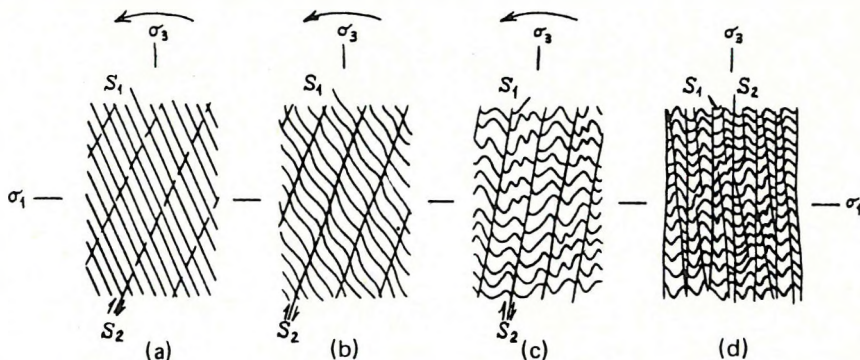
mán S-felületeknek szokás nevezni. Ezek a szerkezetek lehetnek örökölték (mint a rétegződés), és metamorf eredetűek.

A magyar nyelvben az angol „cleavage” vagy francia „clivage” szónak nincs megfelelője. A *klivázst* a nagyon kisfokú, a *palásságot* magasabb metamorf fokozatú kőzetek esetében használjuk. A klivázs három típusa különíthető el:

1. „*Slaty cleavage*”; ennél nincs jól meghatározható palássági felület, de az egész kőzet párhuzamosan irányított szerkezeti elemekből áll. Ennek az orientációnak többféle eredete is lehetséges. Inequidimenzionális részecskék rendeződése szükséges a felléptéhez. Ez a klivázs lehet kevésbé klivehető — mint az agyagpaláknál — és teljesen világos, mint a filliteknél.

2. *Töréses klivázs* (fracture cleavage). Az előzőtől abban tér el, hogy mikrotörések is jelen vannak. Kompetens és inkompetens kőzetekben egyaránt megtalálható. A kőzet szűk, klivázsmentes zónákra oszlik, ahol helyenként megfigyelhető a rétegződés, melyet metszenek a törések, vagy vékony palás rétegek.

3. *Gyűrődéses klivázs* (strain slip-, crenulation cleavage). Csak olyan kőzetekben fordul elő, melyekben van már egy előző síkbeli anizotrópia. Ezt a klivázst előző sík felületek egymással párhuzamos áthelyeződése hozza létre. Kialakulását a 15. ábra szemlélteti (TURNER—WEISS, 1963).



15. ábra. Egy korábbi palásságot (S_1 -t) metsző gyűrődéses palásság (S_2) kialakulásának egymást követő fokozatai (TURNER—WEISS 1963)

Mindhárom klivázs orientációja eltérhet a rétegződéstől, avval változó nagyságú szöget zárnak be. Egymástól nem különíthetők el élesen, folyamatos átmenet van közöttük.

LINEÁCIÓK

A deformált kőzetekben síkbeli szerkezetek mellett vonalas (lineáris) szerkezetek is kialakulnak. Több tényezőből, vagy azok kombinációjából jöhetnek létre.

a) Kőzettörmelékek, ásványok orientációja [megnyúlt kavicsok, ásványok (amfibol, csillám)],

b) az üledékképződés síkjának és a klivázs-palásság síkjának metszsvonala,

c) gyűrődések tengelysíkjaiknak palássági síkon való vetülete,

d) több síkbeli anizotrópia egymással való metszése.

Mindezek a lineációk áthatoló jellegűek és palássági felületre vetülnek.

6. Néhány metamorf szöveti—szerkezeti jelenség és azok értelmezése (SPRY nyomán)

A metamorf kőzetekben számos olyan jelenség figyelhető meg — akár az egyes ásványokban, akár a kőzet nagyobb térfogatában —, melyek pontos értelmezése hozzásegít a teljes kőzet fejlődésének világosabb megértéséhez.

PSZEUDOMORFÓZÁK

Ha egy szerkezeti egységet (ösmaradvány, ásvány) úgy helyettesít egy másik ásvány(–ok), hogy az eredeti körvonal megmarad, de megváltozik a belső szerkezet vagy összetétel, pszeudomorfózákról beszélünk. Pszeudomorfózák a metamorfózis előrehaladó és retrográd szakaszában egyaránt megtalálhatók. Jellegzetes átalakulás a progresszív metamorfózis során a biotit szillimanittá, a hematit magnetitté, az ilmenit hematittá, rutillá alakulása.

Gyakoribbak a pszeudomorfózák a retrográd metamorfózis folyamán:

gránát	→	klorit (II. tábla 2.)	biotit	→	klorit
staurolit	}	→ muszkovit (II. tábla 1.)	antofillit	→	talk
kordierit			olivin	→	szerpentin
andaluzit			amfibol	→	karbonát+klorit
disztén			szillimanit	→	muszkovit
piroxén	→	amfibol			

„KINK BANDS”

Egy deformált kristály olyan része, melynek orientációja viszonylag kis (60° -ig terjedő) szögben különbözik a szomszédos részekétől. Az orientáció változás éles, van, hogy törés is kíséri. Olyan tengelykörüli rotációval hozható kapcsolatba, mely e határfelületben fekszik. Szoros illeszkedésű felületek mentén történő elcsúszásban nyilvánul meg, oka rövidülés e felületekkel közel párhuzamosan.

Gyakori a csillámokban (VI. tábla 1.), diszténben (VI. tábla 2.), piroxénben és amfibolban.

IKRESEDÉS

Növekedési és deformációs ikresedés különíthető el; az előbbit hő, az utóbbit mechanikai energia aktiválja. Lehet elsődleges (növekedési), mikor a kristály növekedésével egyidőben keletkeztek az ikrek. Másodlagosak, ha a kristály képződése után jöttek létre (XXI. tábla 1.). A másodlagos ikrek képződése elterjedt a metamorf kőzetekben található ásványok körében. Különösen gyakori az alábbi ásványoknál: plagioklász, mikroklin, cordierit, kalcit, dolomit.

ZÓNÁSSÁG

A kristály növekedése közben végbement összetételbeli változások jól tükröződnek a metamorf ásványok körében is elterjedt zónásságban. Legismertebb a metamorf gránátok zónássága (XVI. tábla 1.), de a következő ásványoknál is megfigyelhető: korund, staurolit, zoizit, klinozoizit, cirkon, turmalin, amfibol, plagioklász (XXI. tábla 2.).

REAKCIÓSZEGÉLYEK ÉS KORONÁK

A metamorf átkristályosodás folyamán az ásványok gyakran lépnek reakcióba egymással. Egyes esetekben kimutatható, hogy a jelenség létrejöttéhez szemcseközi fluid fázis is hozzájárult. Az egymásraható és keletkezett ásványok megőrizhetik eredeti térbeli viszonyukat, azaz az új képződésű ásványok helyben maradnak.

A reakciószegélyek egyszerű szerkezetet mutatnak; a koronák több, koncentrikus héjből állnak egy központi kristálymag körül. Ezek a rétegek állhatnak egy ásványból, vagy szemcsés—sugaras, vagy komplex (szimpлектit) összenövést képező több ásványból (XXII. tábla). Reakciószegélyek a progresszív és retrográd ágon egyaránt megtalálhatók, hiányukból nem lehet következtetni az ásványok egyensúlyi állapotára. A leggyakoribb reakciószegély a metapelitekben a piritet körülvevő vasdús klorit szegély.

Metabázitokban elterjedtek a koronák a femikus és felzikus ásványok, a vasásványok és egyéb ásványok érintkezésénél, savanyú kőzetekben a plagioklász és káliföldpát között.

POIKILOBLASZTOK

Zárványokat tartalmazó olyan ásványok, melyekben nagy a zárványok mérete, s így „szivacsos” megjelenésűek. A zárványok szabálytalan és szabályos elrendeződést mutathatnak. Szabályos az elrendeződés, ha a poszt-

tektonikus kristály előző sík, vagy gyűrt szerkezeteket foglal magába. Ezt *helicites* szerkezetnek is szokás nevezni. Jellemző a gránátra, staurolitra, albitra (X— XIII. tábla).

A kristály növekedése során (szintektonikusan) kialakult szerkezetek számos metamorf ásványban mutatkoznak:

gránát	hólabda szerkezet,
kordierit	kereszt szerkezet (XXI. tábla 2.),
kloritoid	homokóra szerkezet,
andaluzit	máltai kereszt szerkezet.

A hólabda szerkezet (XVI. tábla 2.) úgy alakul ki, hogy a gránát nyomásárnyékában lévő alapanyag szerves pigmentjét vagy ásványait (kvarc, csillámok, stb.) a gránát növekedése közben magába zárja, s közben elfordul. Ezek a bezárt részek a gránát forgása közben elforognak arról a helyről, ahol bezáródtak, s közben újabb részeket nő körül a gránát a nyomásárnyékból. Ez a folyamat spirális elhelyezkedésű zárványsor(ok) képződéséhez vezet. A spirálok megjelenése és alakja a növekedés és forgás arányától függ. E zárványsorokról a forgás mértéke is leolvasható, mely többszörös teljes fordulatot is elérhet. Gyűrűbe fogott szálakkal a jelenséget igen szemléletesen modellezték (SCHOENEVELD 1977), (16. ábra).

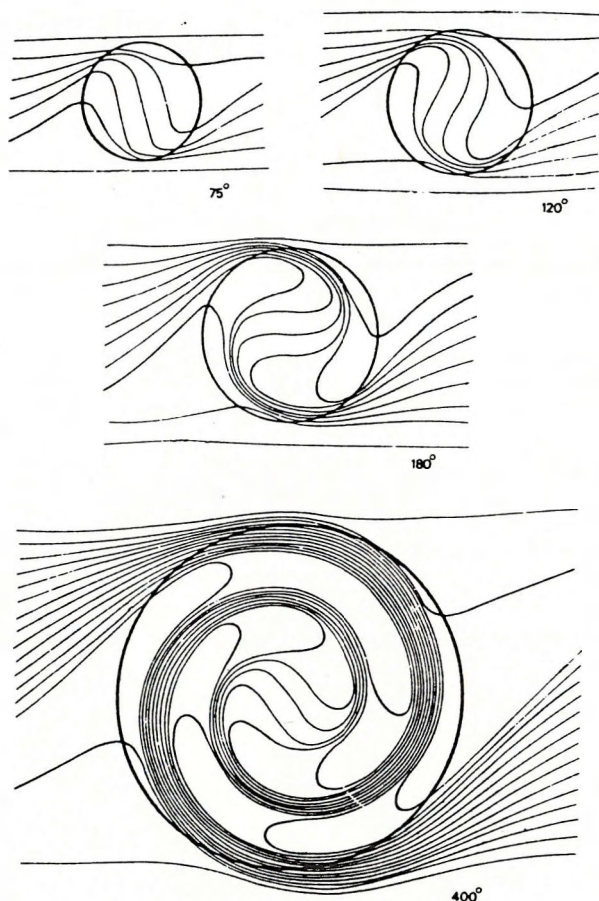
NYOMÁSSZEGÉLY, NYOMÁSÁRNYÉK

Finomszemű alapanyagba ágyazott durvább porfiroblasztokat, porfiroklasztokat tartalmazó kőzetekben figyelhető meg e két jelenség. E nagyobb méretű szemcsék körül a nyomáseloszlás inhomogén (a nagy kristályok merevebbek az alapanyagnál), ellipszoid alakú szerkezetek jönnek létre körülöttük. Ezeken belül ásványok kristályosodnak, melyek orientációja eltér a külső részekétől. A nyomásárnyékot körülöleli a palásság, a nyomásszegély határának nekiütközik a palásság.

Nyomásszegély

Központjában általában pirit, magnetit foglal helyet, körülötte szálak kvarc, kalcit, klorit vagy muszkovit kristályosodik. Ismeretesek több ásványból álló (összetett) nyomásszegélyek is. Nagyon kisméretű és kisméretű metamorfitekban fordul elő (agyagpala, fillit, fillonit). Megfigyelhetők egyenes és görbült nyomásszegélyek (XXIII. tábla 1.).

Az egyenes nyomásszegélyben a szálak ásvány megnyúlási iránya vagy egybeesik, vagy szöget zár be a mátrix palássági irányával. Görbült nyomásszegélyek nem az ásvány görbülése során állnak elő, hanem a szegély külső részén levő szemcsék megtartották eredeti irányítottságukat, közben a belső porfiroblaszt elforgott, rá ismét új ásványok kristályosodtak.



16. ábra. Kristályosodással egyidős rotációt szenvedett gránát négy növekedési szakasza fémszálas modell kísérlet alapján (SCHOENEVELD 1977)

A szálak a külső–belső palásságot mutatják, jól látható a kettős spirál kialakulása

Nyomásárnyék

Magasabb metamorf fokozatú kőzetekben is megtalálható, valamint tektonitokban, kihengerelt üledékekben kavics, vagy ősmaradvány körül és porfíros, magmás kőzetekben. A porfiroblaszt idősebb a palásságnál, ha töredezett, deformált és a palásság körülöleli (XXIII. tábla 2.). A porfiroblasztnak a palássággal egy irányba eső két végénél kialakuló nyomásárnyékban kristályosodó ásványok a palásság kialakulásához képest pretektonikusak lehetnek, vagy egyidősek a palássággal. Általában durvább szemcsések, s a kisebb nyomás miatt más szövetet mutathatnak, mint a kőzet alapanyaga.

Tartalmazhatnak olyan előző szerkezeti elemeket, melyek az újabb átkristályosodás során teljesen eltűntek. A lokális nyomáscsökkenés következtében olyan ásványok is kristályosodhatnak a nyomásárnyékban, melyek képződésére a kőzet egyéb részein a feltételek még nem kedvezőek. Például a biotit zóna közelében biotit kristályosodhat premetamorf kristályok nyomásárnyékában, mikor a kőzetben máshol még nem fordul elő (XXIV. tábla 1—2).

A nyomásárnyékokkal kapcsolatban meg kell említeni az összenyomódás (flattening) jelenségét. Ez úgy alakul ki, hogy a porfiroblaszt képződése után a palásságra merőlegesen összenyomódás hat, a kialakuló palásság beburkolja az ásványt. E jelenség értelmezése a kristálynövekedés két módja feletti vita eldöntésétől függött. Feltételezték, hogy a kristály növekedése kémiai helyettesítéssel vagy konkréciós növekedés során történhet, mikor a kristály odébb tolja a körülötte már meglévő elemeket a kristályosodási erő következtében (RAMBERG 1952). A nyomásárnyékban bezáródott belső palásság elemzése (több ezer porfiroblaszt esetében) világossá tette azonban (ZWART 1962, SPRY 1969, ZWART—CALON 1977), hogy idősebb az új, külső palásságnál. Iránya vagy diszkordáns az utóbbival, vagy kevésbé gyűrt szerkezetet mutat mint a külső, időközben erőteljesebb gyűrődést szenvedett alapanyag. A palásság görbülése a porfiroblaszt körül tehát későbbi összenyomódás, plasztikus folyás, nem növekedési jelenség. A palás mátrix könnyebben deformálható, mint a porfiroblaszt. Egyedül az összenyomódással egyidős porfiroblaszt szerkezete értékelhető konkréciós+helyettesítési növekedésként, ez az eset azonban igen ritka.

**PELITES—PSZAMMITOS EREDETŰ METAMORFITOK
MIKROSZKÓPOS FELDOLGOZÁSÁNAK MENETE**

Padovai Egyetem Ásvány—Kőzettani Tanszék
F. P. SASSI

Sorozat:

Minta: Elemző: Dátum:

Szerkezet:

Szövet:

Ásványegyüttes (keresztrel jelölni)

kvarc alb. epid. kf kl mu bio. ktd. gr. plag. sta. ky sill. ^{sill. +} kfp	and kord. CO ₃ ilm. rut. zirc. turm. apat. op.
---	---

Retrográd jelenségek:

gránátból ☐

staurolitból ☐

klorit

szericit

biotitból ☐

diszténből ☐

kloritoid staurolitból ☐

szericit — epidot

plagioklászból ☐

albit ☐

Az ásványok eloszlása:

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

A fő ásványok mérete:

.....

.....

Erek kitöltése:

.....

Ásványok meghatározása:

Módszer:

plagioklász

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

.....

Egyéb speciális megfigyelés:

.....

.....

.....

.....

Mikroszövet elemzés: -ban
 120°-os hármás érintkezések: -ban
 -ban
 -ban

klorit	fő palásságban	<input type="checkbox"/>	muszkovit	fő palásságban	<input type="checkbox"/>	biotit	fő palásságban	<input type="checkbox"/>
	haránt	<input type="checkbox"/>		haránt	<input type="checkbox"/>		haránt	<input type="checkbox"/>

kloritoid	fő palásságban	<input type="checkbox"/>	szillimanit	fibrolit	<input type="checkbox"/>
	haránt	<input type="checkbox"/>		zárvány	<input type="checkbox"/> -ben
	zárványként	<input type="checkbox"/>		együtt	<input type="checkbox"/> -vel
	bezár	<input type="checkbox"/>			

gránát	idioblaszt	<input type="checkbox"/>	idioblaszt	<input type="checkbox"/>
	bezár	bezár
	hólabda	<input type="checkbox"/>	hólabda	<input type="checkbox"/>
	zárványsor disztén	zárványsor
	posztkriszt.		posztkriszt.	
	rotáció	<input type="checkbox"/>	rotáció	<input type="checkbox"/>
	növekedési szegély	<input type="checkbox"/>	növekedési szegély	<input type="checkbox"/>

staurolit	idioblaszt	<input type="checkbox"/>	idioblaszt	<input type="checkbox"/>
	bezár	bezár
	hólabda	<input type="checkbox"/>	hólabda	<input type="checkbox"/>
	zárványsor	zárványsor
	posztkriszt.		posztkriszt.	
	rotáció	<input type="checkbox"/>	rotáció	<input type="checkbox"/>
	növekedési szegély	<input type="checkbox"/>	növekedési szegély	<input type="checkbox"/>

Összenyomódás körül

Nyomásárnyékban lévő ásványok:

Posztkrisztallin deformációt mutató ásványok:

Egyéb megfigyelések:

ÖSSZEFOGLALÁS

van-e S_2

fő $S = S_1$ vagy S_2 ?

kvarc ab. kfp. kl. mu. bio. ktd. gr. plag. sta. ky.

Fő palásság előtti ásvány

Fő palássággal
egyidejű ásvány

Fő palássággal
haránt ásvány, biztosan
összenyomódás előtti

Forgással egyidejű ásvány

Összenyomódás előtti
ásvány

Összenyomódással egyidős
ásvány

Nyomásárnyék

Összenyomódás utáni
ásvány

Legmagasabb hőmérsékletű
ásvány

alacsony
közepes nyomású ásvány
magas

Retrográd ásvány

Érkitöltő ásvány

Végezetül példaképpen bemutatjuk, hogy egy 1,4 mm x 0,9 mm nagyságú vékonycsiszolati terület szöveti elemzése a kőzettörténet milyen sok állomásának felismerését teszi lehetővé (17. ábra, SASSI et al. 1974, fig. 4).



17. ábra. Több szakaszból álló metamorf fejlődés vékonycsiszolati szövete (SASSI et al. 1974)

1. Szinkinematikus kristályosodás, e során alakultak ki a palássági felületek.
2. Statikus ilmenit kristályosodás, az ilmenit kristályok nem orientáltak.
3. Összenyomódás (flattening), mely jól látható a nagyobb ilmenit kristály felső része körül mutatkozó, a biotitba zárt opak szemcsék alapján; az ilmenit töredezése.
4. Biotit porfiroblasztok statikus növekedése.
5. A képen nem látható fiatalabb összenyomódás zárja a metamorf fejlődést.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönetet mondok FAZEKAS VIA, IVANCSICS JENŐ, KISHÁZI PÉTER, MESZÉNA BERNADETT, RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA és SZEDERKÉNYI TIBOR kollégáknak csiszolatok kölcsönzéséért.

IRODALOM

- BECK P. A.—SPERRY P. R. 1950: Strain induced grain-boundary migration in high purity aluminium. — *J. appl. Phys.* 21.: 420.
- BECKE F. 1903: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — *Denkschr. Akad. Wiss.* 75. (1) Wien.
- BORIANI A. 1971: Blastomylonites and recrystallized mylonites. — *Rendiconti della Soc. Ital. di Min. e Petr.* 27.: 35—47.
- BYRNE J. G. 1965: Recovery, recrystallization and grain growth. — Mc Millan. New York.
- CARMIGNANI et al. 1982: Attuali conoscenze sul ciclo ercinico nella Sardegna Settentrionale. Guida alla geologia del Paleozoico Sardo — *Soc. Geol. Ital.* 1982: 129—135.
- DE ROEVER W. P.—NIJHUIS H. J. 1964: Plurifacial Alpine metamorphism in the eastern Bétic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. — *Geol. Rundschau* 53. (1): 324—336.
- DE VORE G. W. 1959: Role of minimum interfacial free energy in determining the macroscopic features of mineral assemblages, I, the model. — *J. Geol.* 67.: 211.
- GREGNANIN A.—JUSTIN—VISENTIN E.—SASSI F. P. 1968: Analisi microstrutturale di rocce granitoidi: riconoscimento di successioni paragenetiche. — *C. N. R. Sez. Petr. Centro Studio Geol. Petr.*, Padova.
- HIGGINS M. W. 1971: Cataclastic rocks. — *Geol. Surv. Prof. Paper.* 687.: 97. Washington.
- KORZSINSZKI D. S. 1955: Outline of metasomatic processes. — *Nauka*.
- KRETZ R. 1966a: Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. — *J. Petrology*, 7.: 68—94.
- 1966b: Grain size distribution for certain metamorphic minerals in relation to nucleation and growth. — *J. Geol.* 74.: 147.
- RAMBERG H. 1947: The force of crystallization as a well definable property of crystals. — *Geol. För. Stockh. Förh.* 69.: 189—194.
- 1952: Origin of igneous and metasomatic rocks. — *Univ. Chicago Press*.
- RAST N. 1965: Nucleation and growth of metamorphic minerals. In *Controls of Metamorphism*. Pitcher—Flynn edit. — *Oliver & Boyd, Edinburgh*.
- SANDER B. 1930: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — *Springer Verlag, Berlin*.
- SASSI F. P. 1978: Appunti di petrologia. — *Mogadiscio*.

- SASSI F. P.—ZANFERRARI A.—ZIRPOLI G. 1974a: Aspetti dinamici dell'evento „caledoniano” nell'Austroalpino a sud della finestra dei Tauri. — Mem. del Museo Tridentino di Sci. Nat. 1974—75. 20. (13): 3—32.
- 1974b: Some consideration on the South-Alpine basement of the Eastern Alps. — N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1974 (10): 609—624.
- SCHONEVELD CHR. 1977: A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets. — Tectonophysics. 39. (1—3): 453—471.
- SMITH C. S. 1948: Grains, phases and interfaces: an interpretation of microstructure. — Trans. Amer. Inst. Min. metall. Engrs. 175.: 15—51.
- 1952: Interphase, interfaces. Imperfections in nearly perfect crystals. W. SHOCKLEY edit. — Wiley & Sons. New York.
- SPRY A. 1969: Metamorphic textures. — Pergamon Press. Oxford.
- SZÁDECZKY—KARDOSS E. 1954: Vorläufiges über Anionpotentiale und Verbindungspotentiale. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 2. (3—4): 285—299.
- TURNER F. J.—WEISS L. E. 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. — Mc Graw Hill. New York.
- VERNON R. H. 1968: Intergranular microstructures of high grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. — J. Petrology 9.(1).
- 1977: Relationships between microstructures and metamorphic assemblages. — Tectonophysics. 39. (1—3): 439—452.
- VOLL G. 1960: New work on petrofabrics. — Liverpool—Manchester Geol. Journ. 2.: 503.
- WINKLER H. G. F. 1976: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. : 334 Berlin—Heidelberg—New York.
- ZEZZA U. 1976: Petrografia microscopica. — La Goliardica Pavese.
- ZWART H. J. 1960: Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees, and their chronological succession. — Geol. en Mijnbouw 39. 5.: 163—180.
- 1962: On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees). — Geol. Rundschau 52 (1): 38—65.
- 1963: Metamorphic history of the Central Pyrenees. II. — Leid. geol. Meded. 28.: 321.
- ZWART H. J.—CALON I. J. 1977: Chloritoid crystals from Curaglia: growth during flattening or pushing aside? — Tectonophysics. 39. (1—3): 477—486.

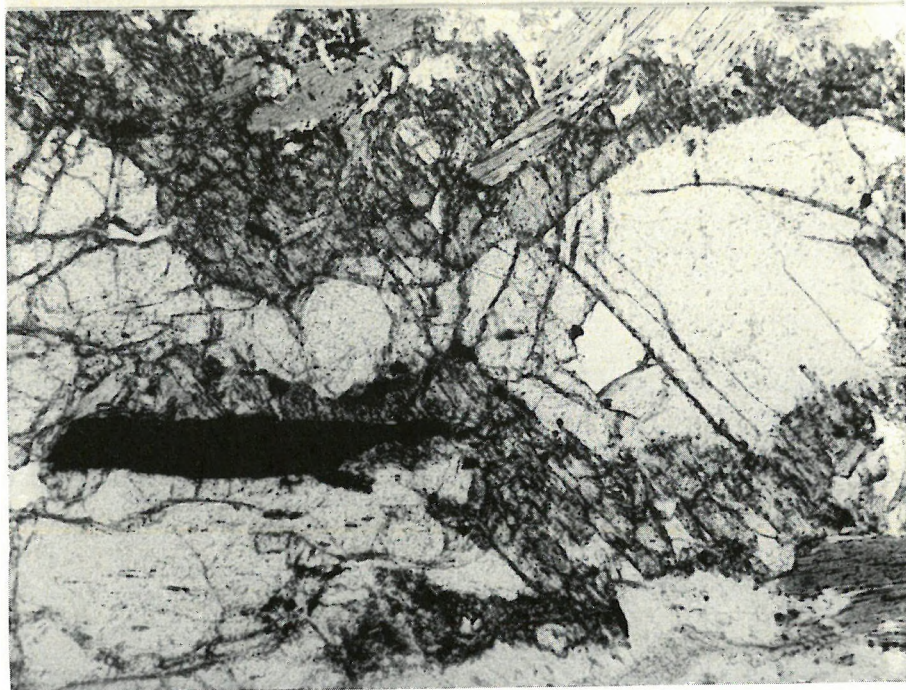
FÉNYKÉPTÁBLÁK

I. tábla

1. Repedések mentén átalakuló staurolit
Újszentiván 2. sz. f. 9/1
II N 102X
2. Szegélye mentén staurolit+kloritoiddá alakuló staurolit
Brennberg, Kovácsárok, oldalvölgy 1.
II N 102



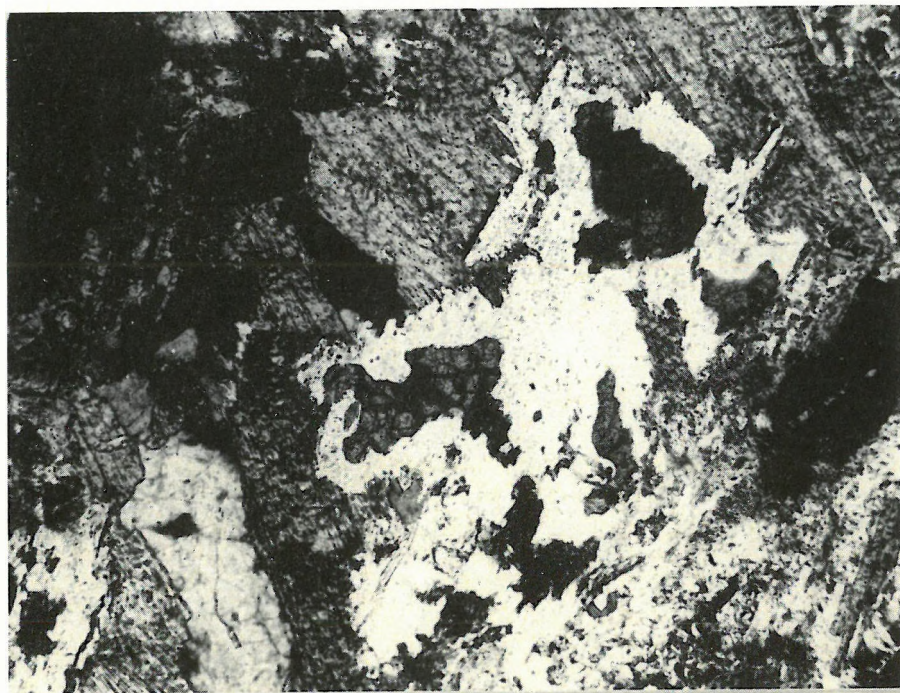
1



2

II. tábla

1. Muszkovittá alakult andaluzit. Felismerhető az egymástól
elszakadt darabok azonos optikai orientációja
Sopron 8. sz. f. 35,0 m
+N 102X
2. Klorit+biotit+muszkovittá alakult gránát
Németkér 1. sz. f. 545,2 m
II N 52X



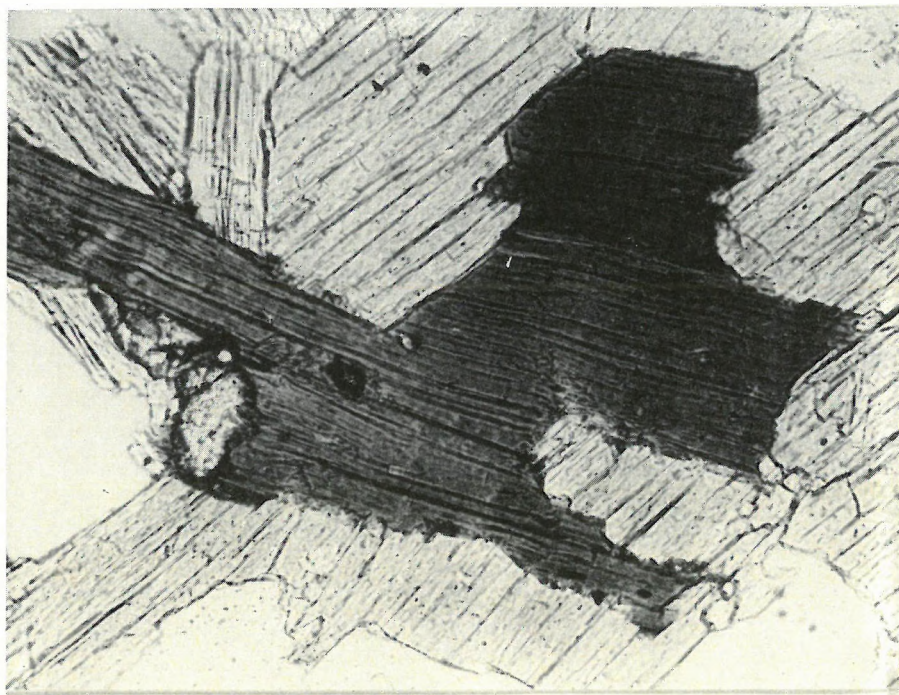
1



2

III. tábla

1. Muszkovit és biotit érintkezése
Mórágyi kőfejtőtől nyugatra
II N 102X
2. Kvarcsezemcsék hármass érintkezése 120° -os
érintkezési szögekkel
Joroinen, 20. Finnország
+N 52X



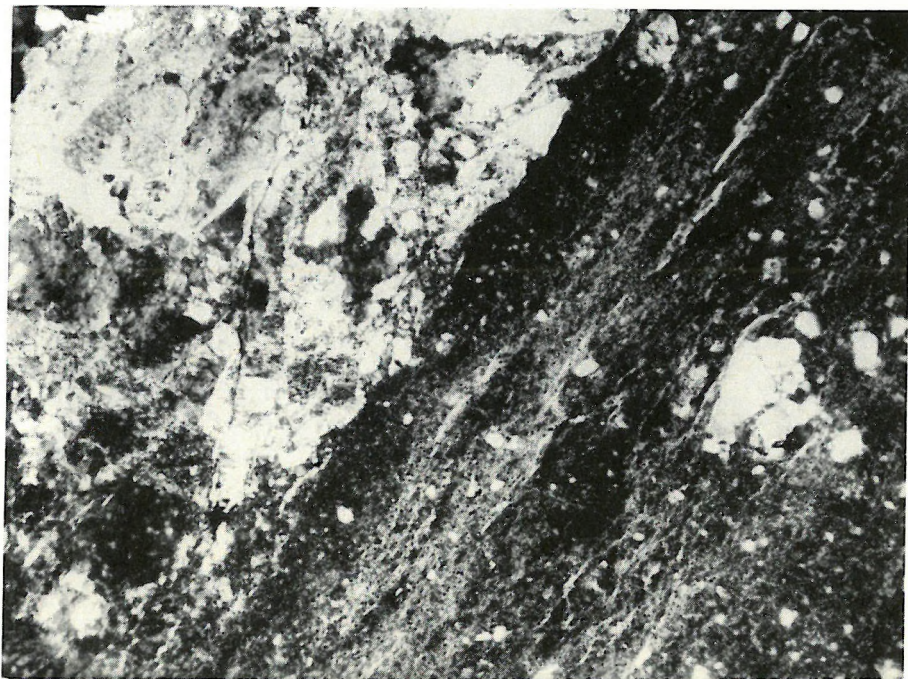
1



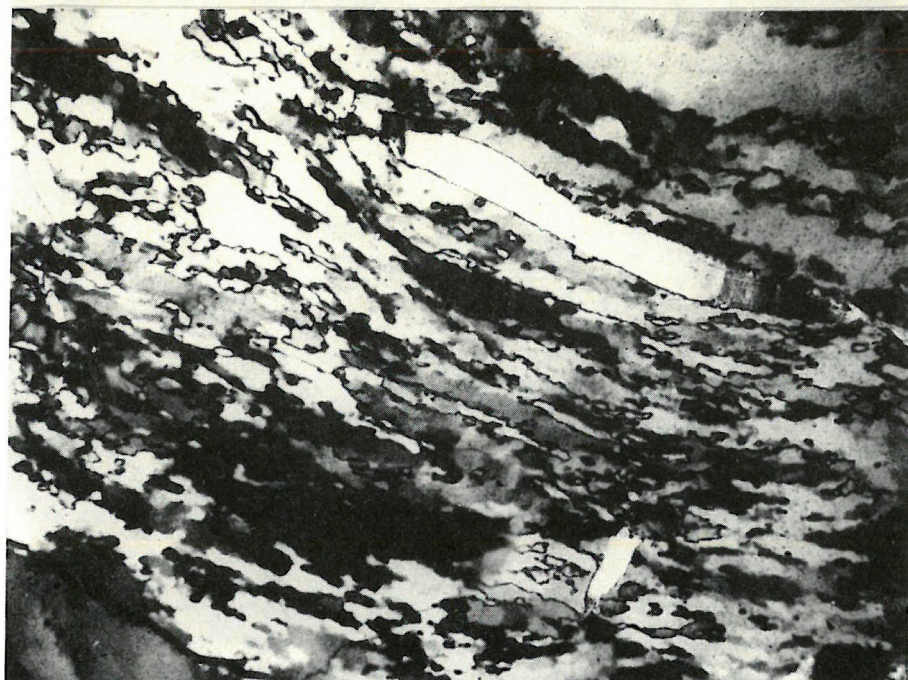
2

IV. tábla

1. Katakklázit és milonit érintkezése
Németkér 1. sz. f. 538,5 m
+ N 52X
2. Erősen deformált polikristályos kvarc, a szemcsehatáron
granulációval, a nagyobb szemcsék belsejében hullámos kioltással
XII. sz. fúrás, Mecsek hg. 1164,7 m
+N 52X



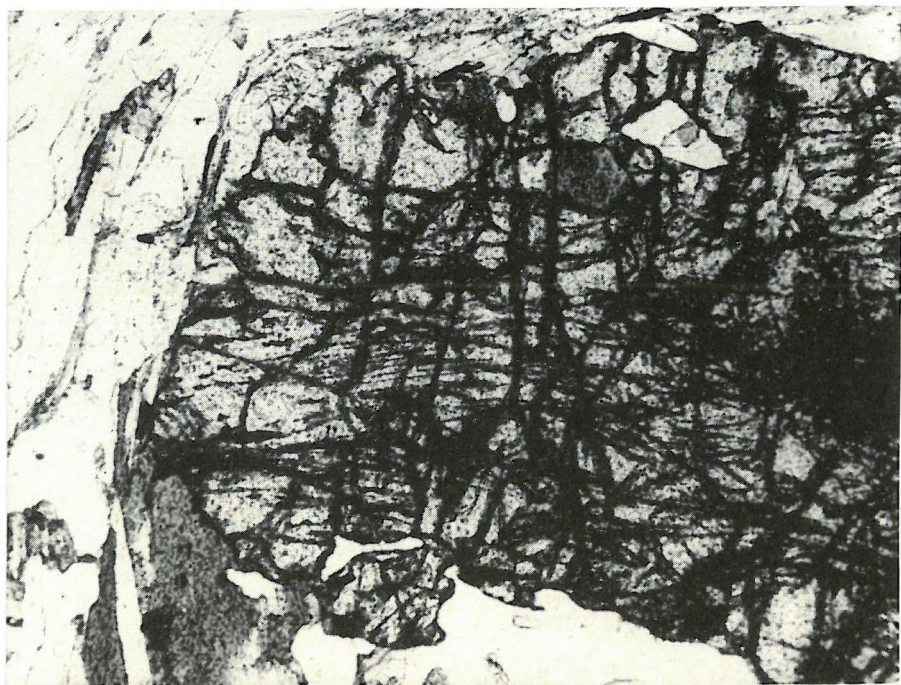
1



2

V. tábla

1. Deformáció hatására összerepedezett gránát
Ferencszállás 1. sz. f. 19/8.
II N 102X
2. Deformáció hatására anomális kioltást mutató disztén
Sopron, SR 1. sz. f. 1,7—2,9 m
+N 102X



1



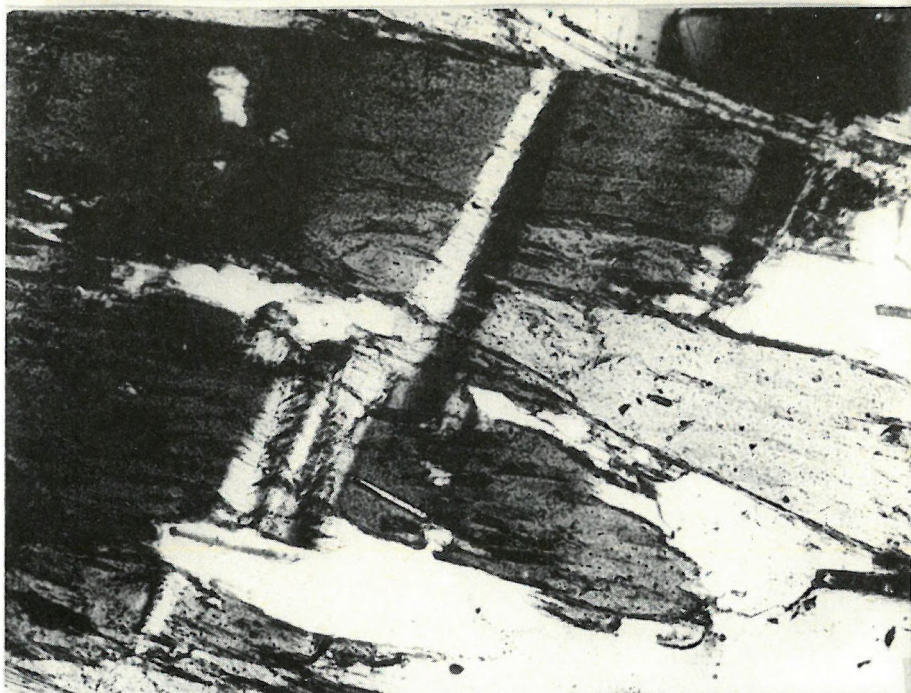
2

VI. tábla

1. Deformált, erősen görbült és „kink”-es muszkovit
Mecsek, XII. sz. f. 1164,7 m
+N 102X
2. Deformáció hatására létrejött „kink”-es szerkezet diszténben
Tésény 1. sz. f. 154,3 m
+N 102X



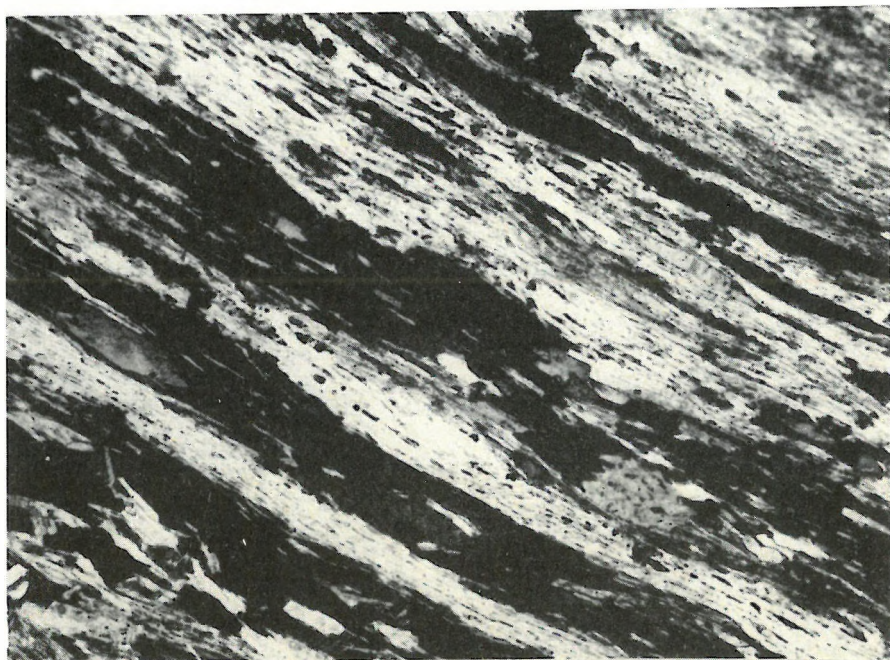
1



2

VII. tábla

1. Muszkovit és kloritsávok váltakozása alkotta finomszemcsés, szintektonikus lepidoblasztos szövet
Balatonfőkajár 1. sz. f. 147,4—147,5 m
+N 52X
2. Muszkovit—biotit alkotta durvaszemcsés, szintektonikus lepidoblasztos szövet granoblasztos szemcsékkel
Keitele, 8. Finnország
+N 52X



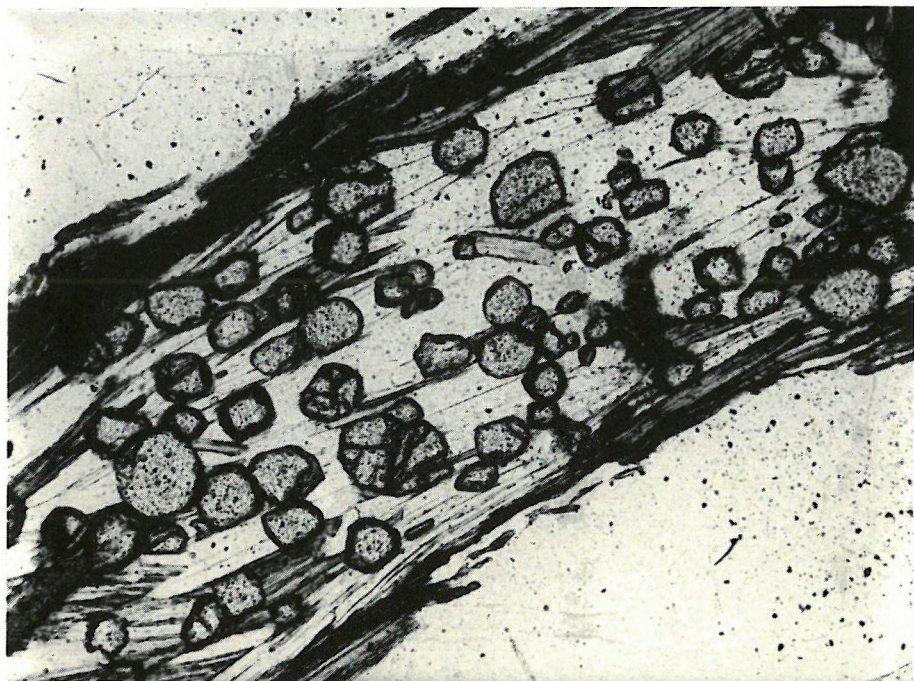
1



2

VIII. tábla

1. Muszkovitkötegre kristályosodott poszttektonikus gránátok
Téseny 1. sz. f. 154,0—158,1 m
II N 52X
2. Szericit+biotitból álló mezőn képződött poszttektonikus gránátok.
Megfigyelhető, hogy a palásság nem burkolja be a kristályokat
Sopron 8. sz. f. 35,0 m
II N 52X



1



2

IX. tábla

1. Irányítatlan, posztttektonikus muszkovit
Ferencszállás 1. sz. f. 19/8
+N 52X
2. Szerves anyag által kirajzolt, gyűrt palásságra kristályosodott
posztttektonikus biotit. A külső palásság (S_e) zavar nélkül
folytatódik a biotit belsejében (S_i)
Álmosd 1. sz. f. 9
II N 52X



1

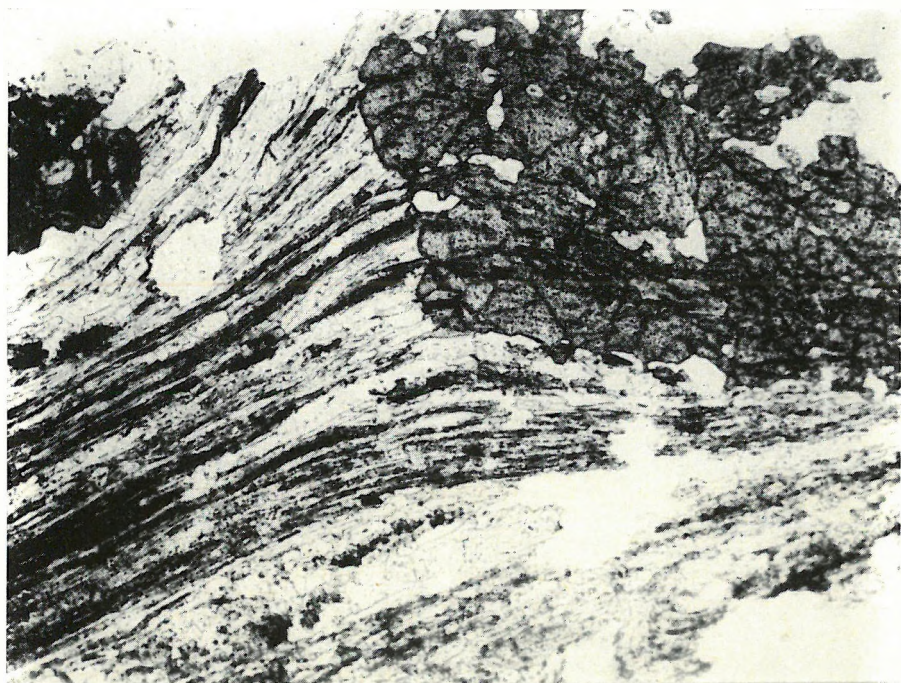


2

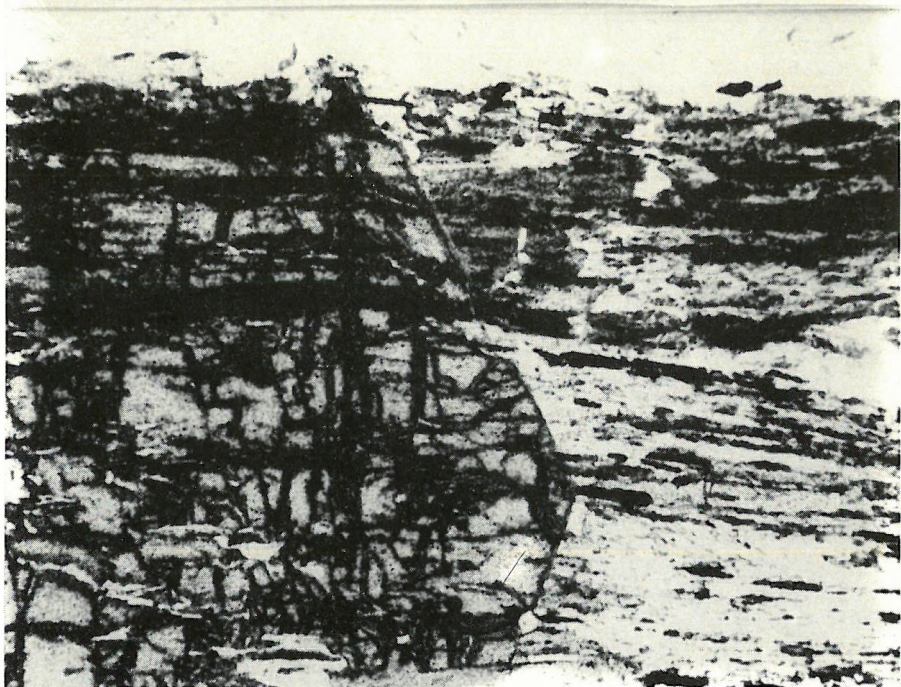
X. tábla

Szerves anyag által kirajzolt palásságra kristályosodott poszttektonikus staurolit. A külső palásság (S_e) zavartalanul folytatódik a staurolit belsejében (S_i)

1. Ferencszállás K. 6. sz. f. 3
II N 52X
2. Álmosd 1. sz. f. 10
II N 102X



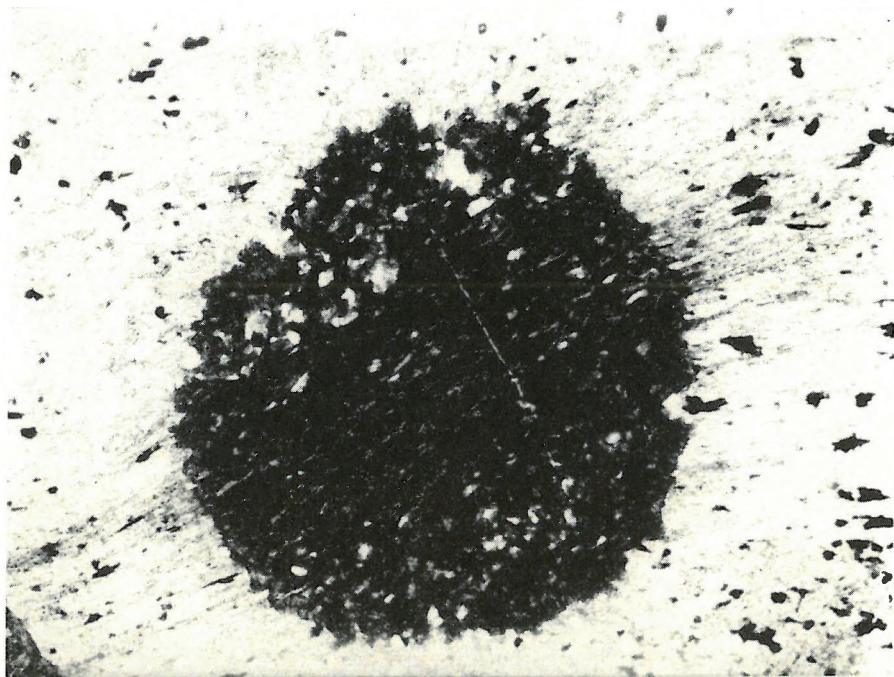
1



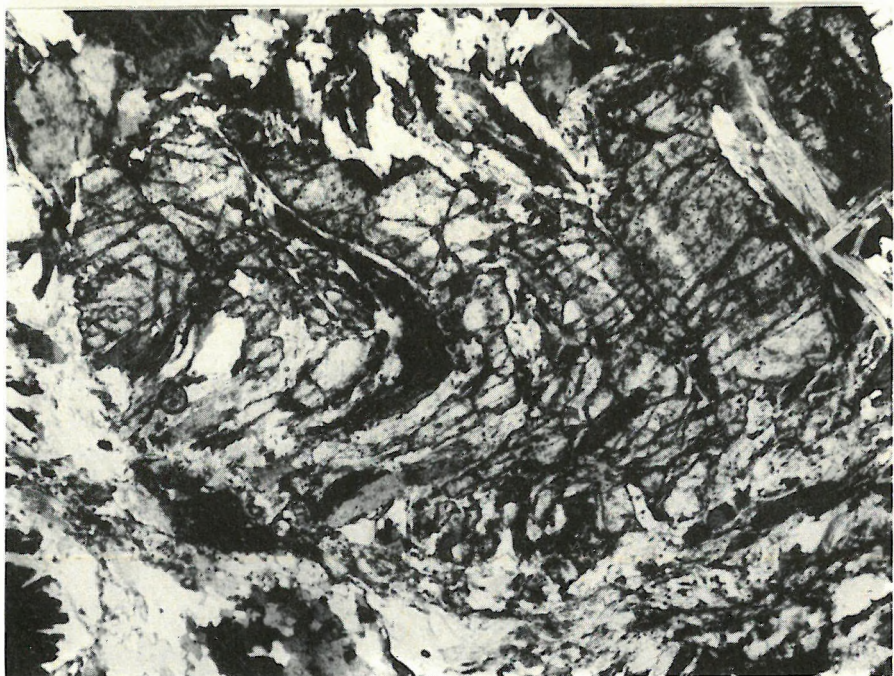
2

XI. tábla

1. Finomszemcsés alapanyagra kristályosodott poszttektonikus
kloritoid poikiloblaszt helicites szerkezettel
Otré, Ardennek
II N 52X
2. Szerves anyag és kvarc+csillámok alkotta redőre kristályosodott
poszttektonikus staurolit
Bruncu Nieddu, Sardegna, Olaszország
II N 102X



1



2

XII. tábla

1. Sok apró zárványt tartalmazó helicites („százlábú”) poszttektonikus andaluzit
Joroinen, 20. Finnország
+N 52X
2. Korábbi gyűrt palásságot kirajzoló, szillimanit és biotitzárványos poszttektonikus andaluzit poikiloblaszt
Brennberg, Kovácsárok
+N 102X



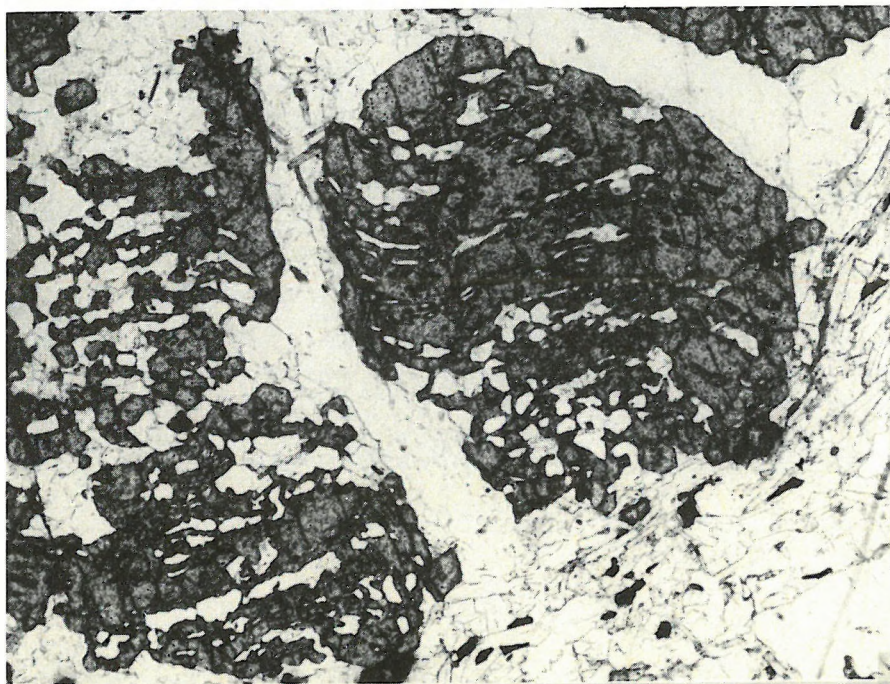
1



2

XIII. tábla

1. Kvarcsemcsék által kirajzolt redőre kristályosodott gránát poikiloblaszt
Ferencszállás 19. sz. f. 9
II N 102X
2. Szericitmezőre és ilmenit által kirajzolt palásságra kristályosodott irányítatlan, poszttektonikus kloritoid aggregátum
Sopron 8. sz. f. 35,0m
II N 52X



1

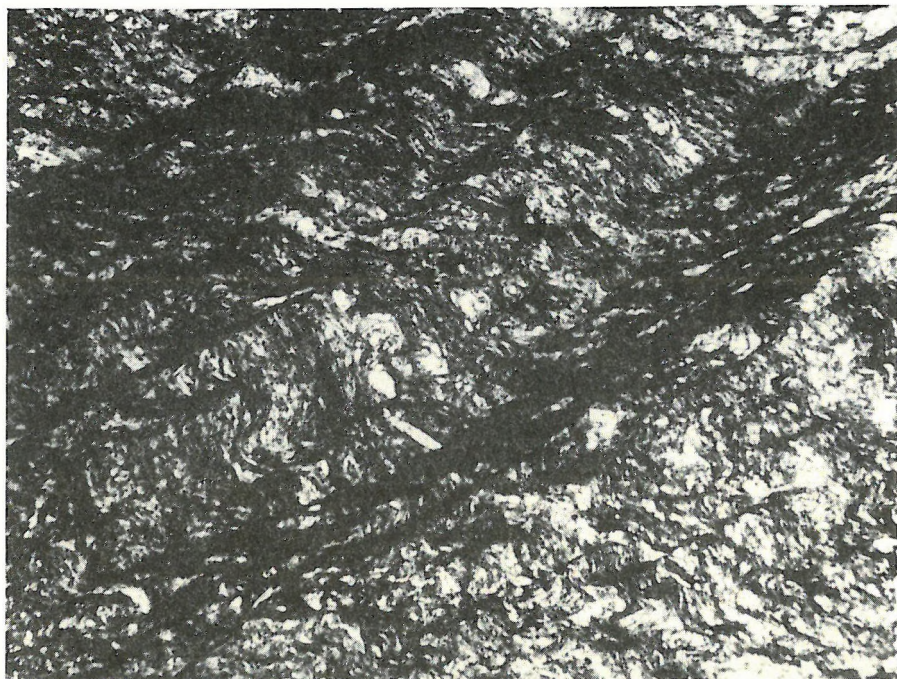


2

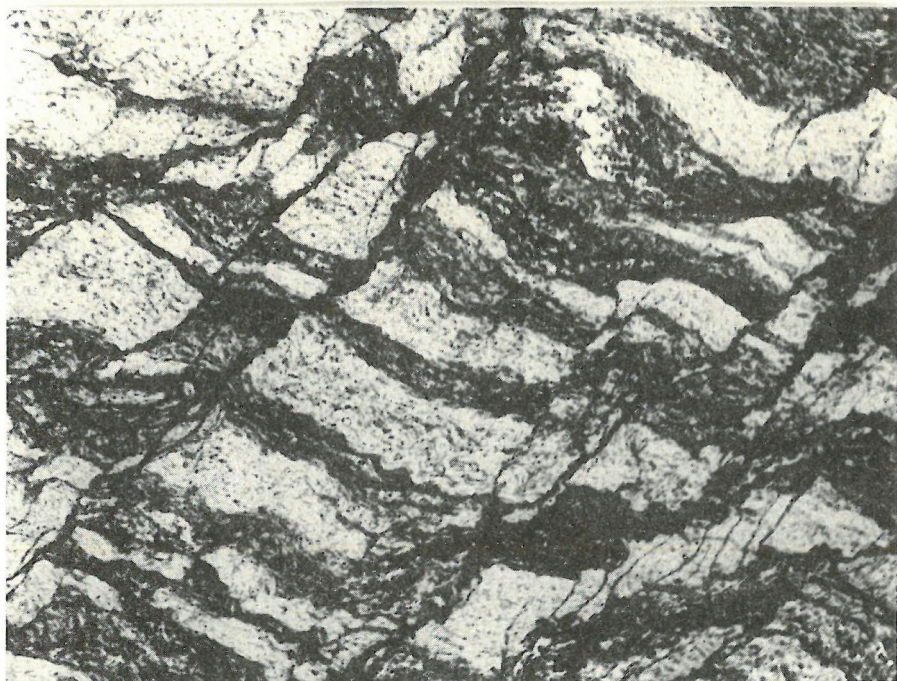
XIV. tábla

Gyúrt, elsődleges (S_1) palásságot metsző másodlagos palásság (S_2)

1. Cák 3. sz. f. 43,7 m
II N 52X
2. Hnilecik, Szepes—Gömör, 18
+N 52X



1

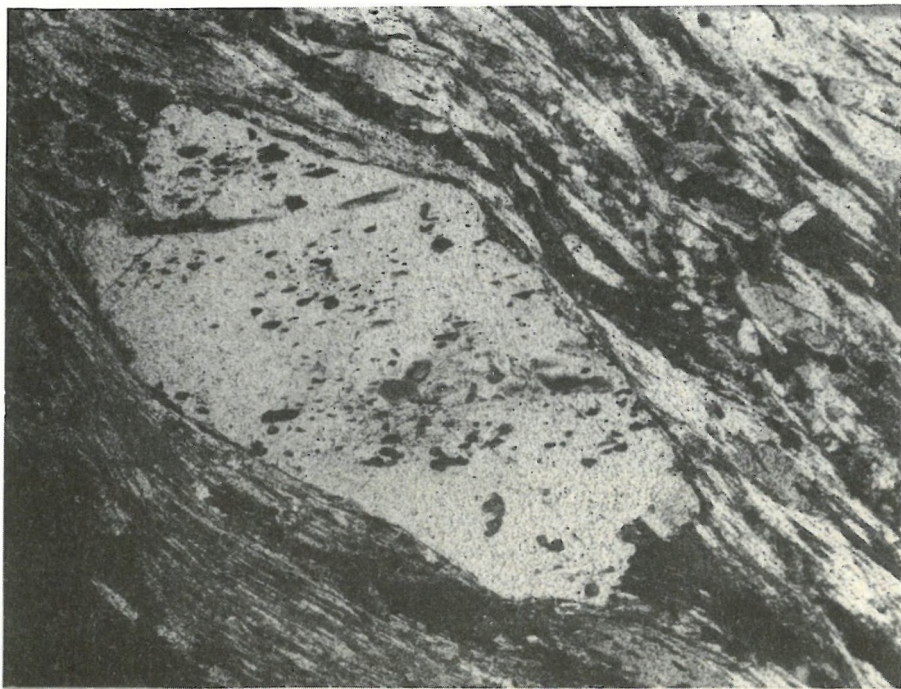


2

XV. tábla

Pretektonikus albitkristályok. A kialakult új palásság beburkolja a szemcséket, és a belső palásságot (S_i) kirajzoló zárványsor nem folytatódika szemcsén kívül, nekiütközik a külső palásságnak (S_e)

1. Sopron 1. sz. f. 589,9—591,5 m
+N 52X
2. Sopron 1. sz. f. 589,9—591,5 m
+N 102X



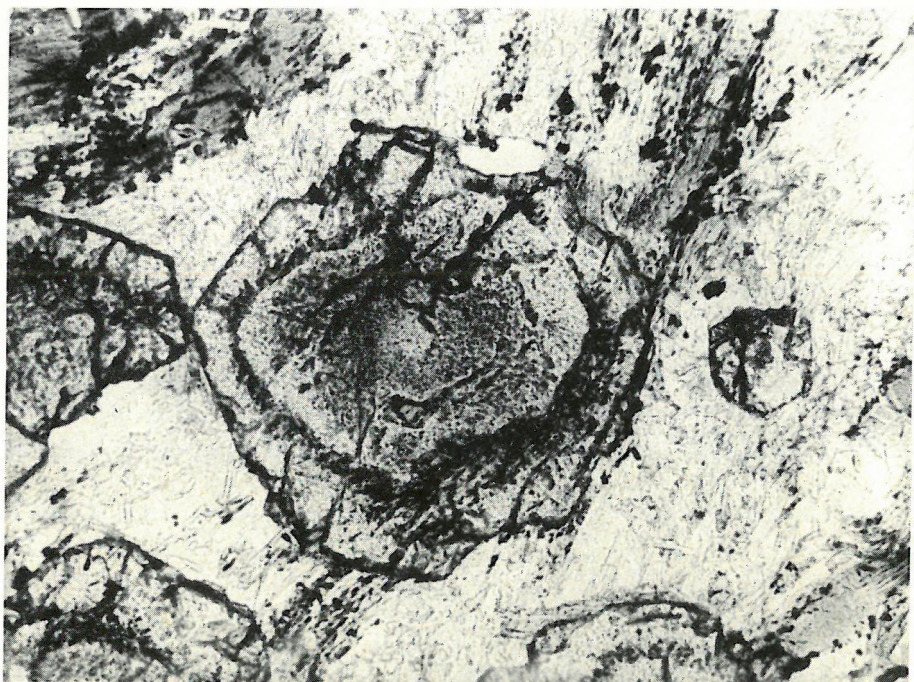
1



2

XVI. tábla

1. Idős gránát körül kialakult palásságot magábafoglaló, későbbi szakaszban kristályosodott gránátszegély
Sopron 8. sz. f. 35,0 m
II N 200X
2. Szintektonikus gránát körül kristályosodott, poszttektonikus szakaszban képződött gránátszegély
Papuk-hegység KP. 11. Jugoszlávia
II N 100X



1



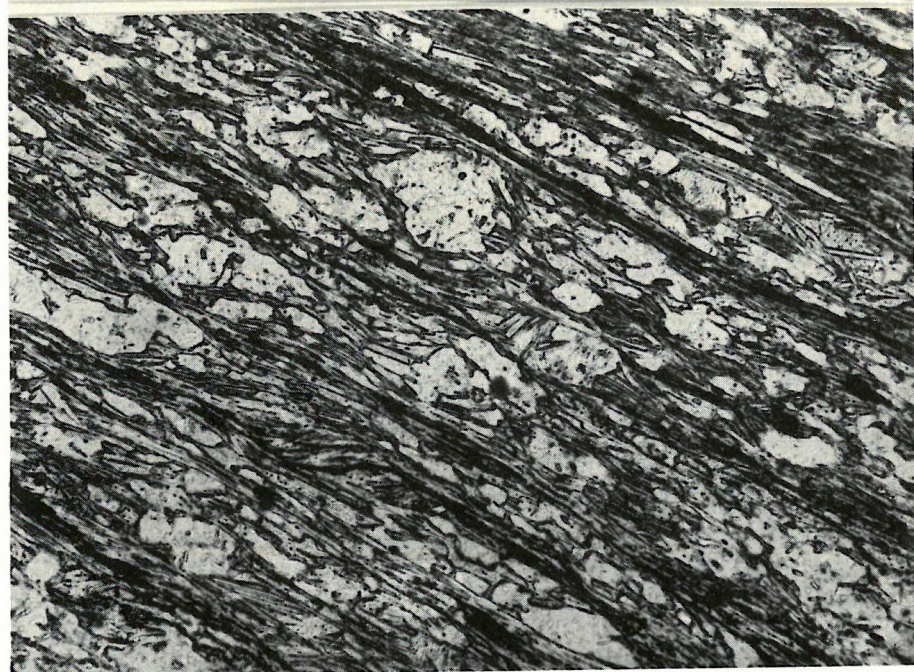
2

XVII. tábla

1. Fibroblasztos szövet, szillimanitkötegek biotiton
Rádfapuszta 1. sz. f. 129,0 m
II N 52X
2. Lepidoblasztos szövet néhány albit porfiroblaszttal
Balatonfőkajár 1. sz. f. 123,7 m
II N 52X



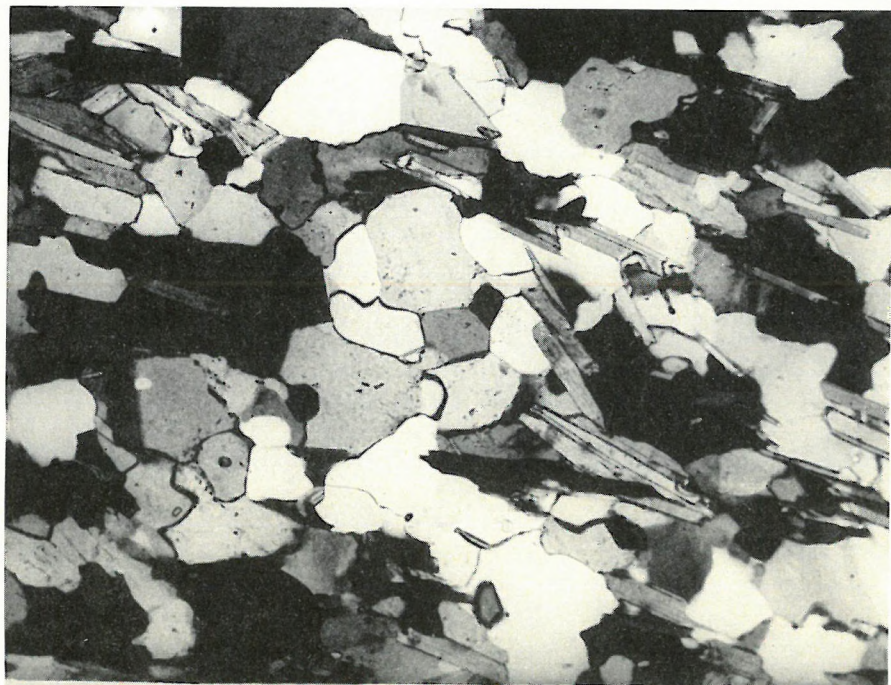
1



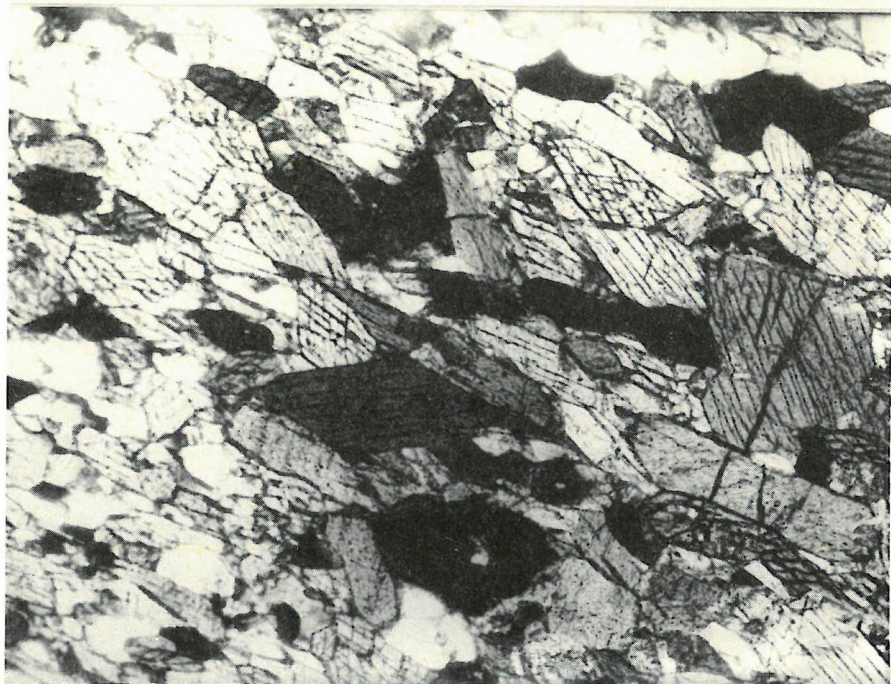
2

XVIII. tábla

1. Granoblasztos szövet néhány szórt csillám lepidoblasztal, helyenként statikus kristályosodásra utaló, 120° -os szögek mentén érintkező kvarcsemcsékkel
Keitele, 12. Finnország
+ N 52X
2. Nematoblasztos szövet amfibolitban
Kangasjärvi, Finnország
+ N 52X



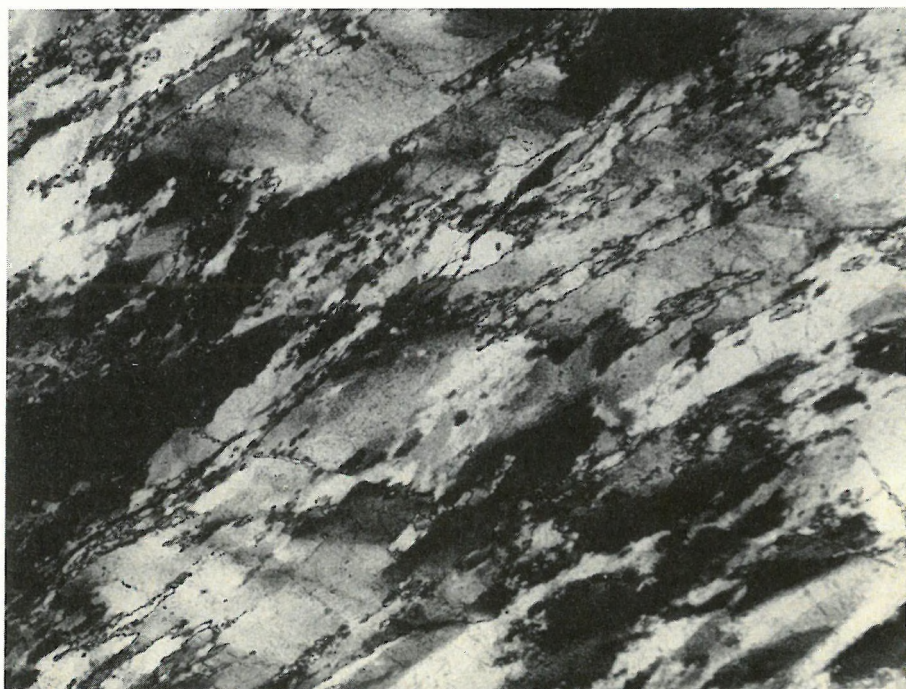
1



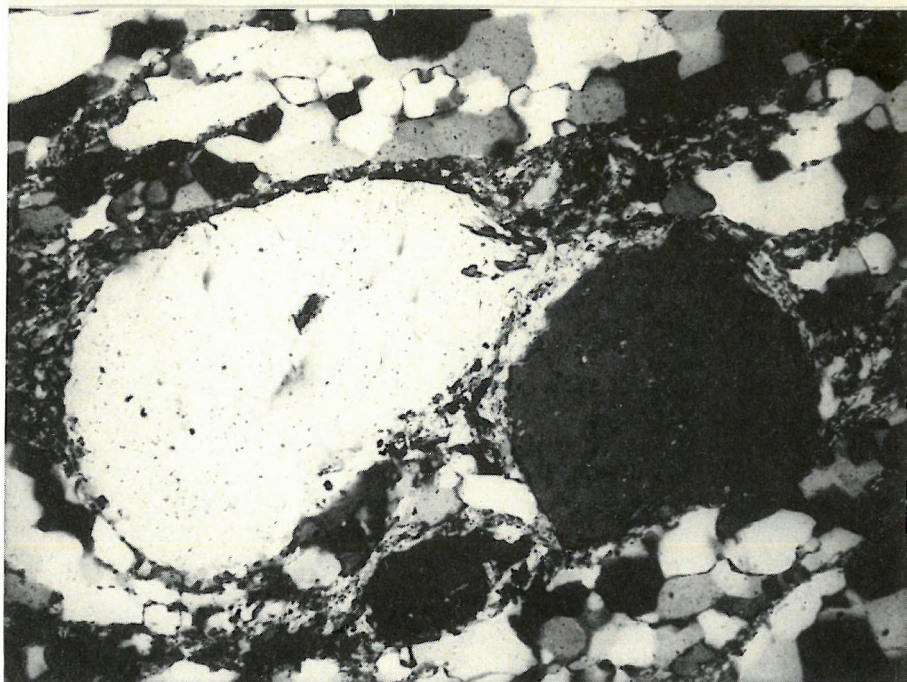
2

XIX. tábla

1. Deformált kvarcittencse milonitosodott gneiszben, kissé szalagos szövett, granulált szemcsehatárok, hullámos kioltás
Máriakéménd 3. sz. f. 2445,4 m
+ N 52X
2. Lekerekített földpát porfiroklasztok és átkristályosodott, poligonális kvarcos alapanyag gneiszből képződött milonitban
Cap de Creus 3. Spanyolország
N 102X



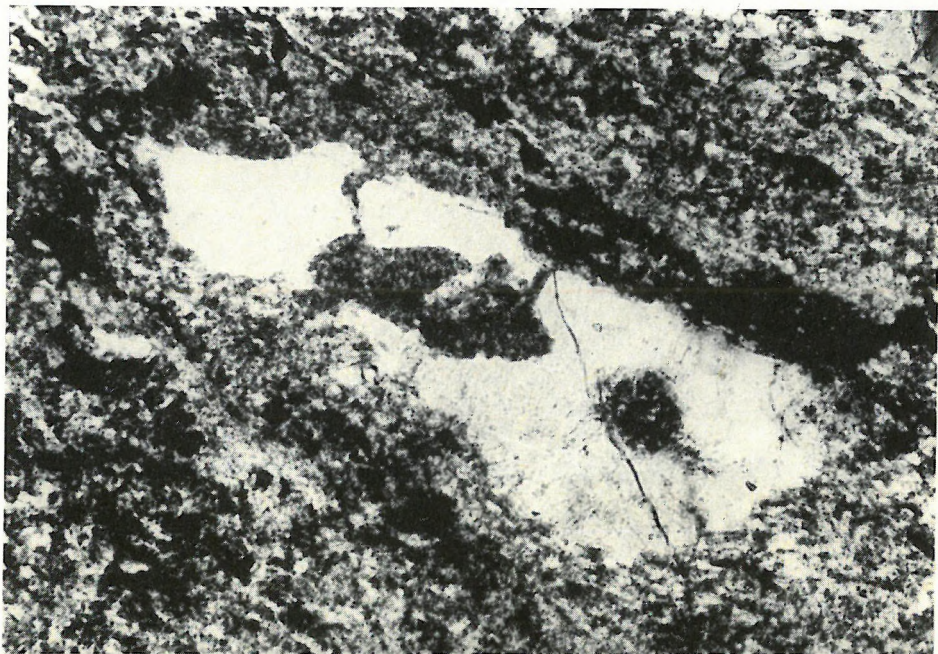
1



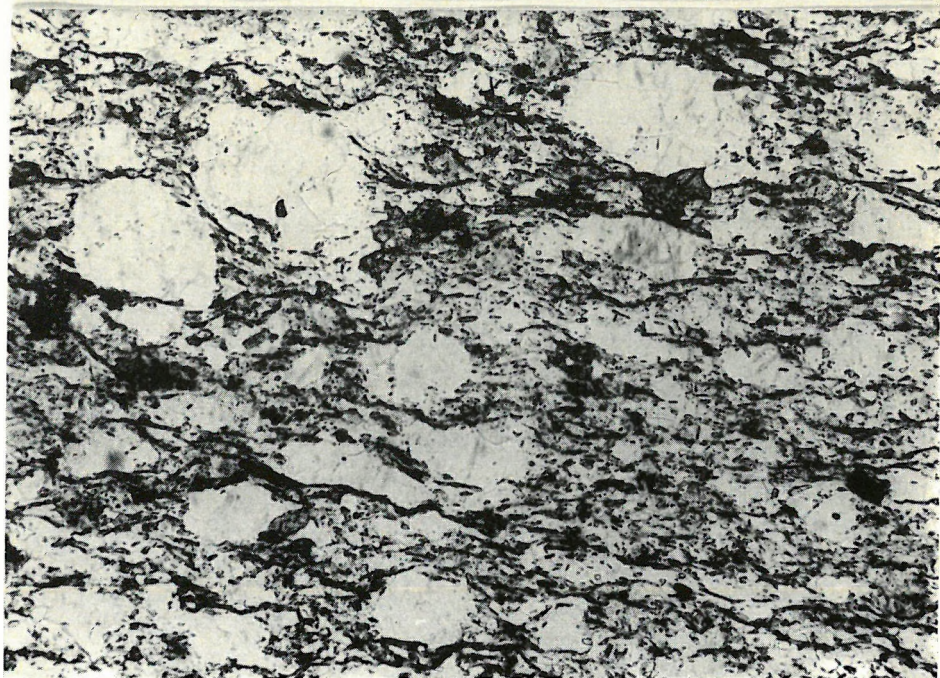
2

XX. tábla

1. Relikt porfiroz szövet jellegzetes magmás kvarc blasztoporfírral savanyú metavulkanoklasztitból („porfiroid”) Szabadbattyán 5. sz. f. 318,7—321,0 m
+ N 52X
2. Relikt üledékes szövet (szemipelit) kvarcfillitben Balatonfőkajár 1. sz. f. 59,9 m
II N 52X



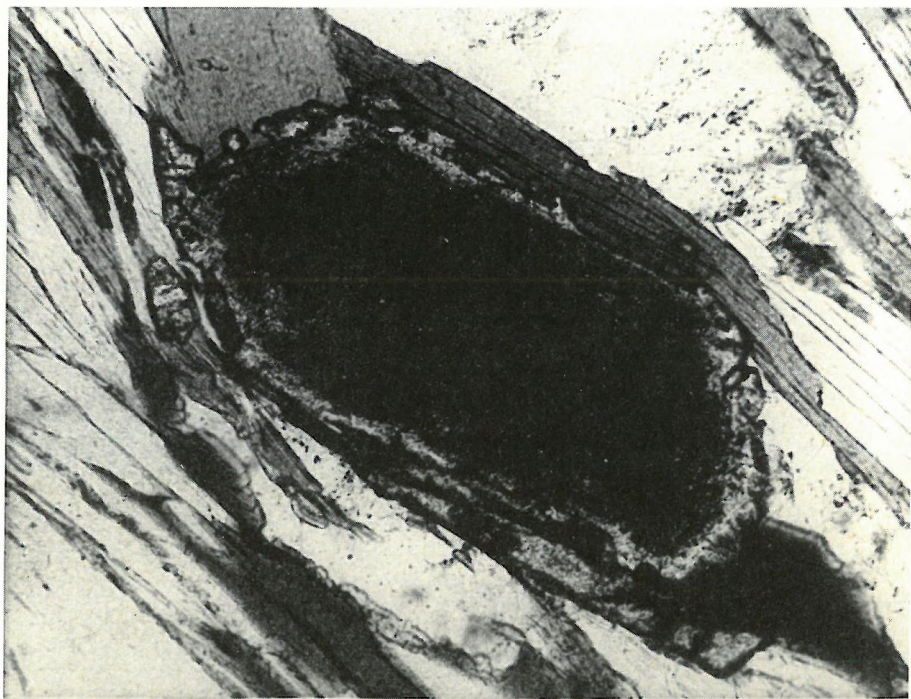
1



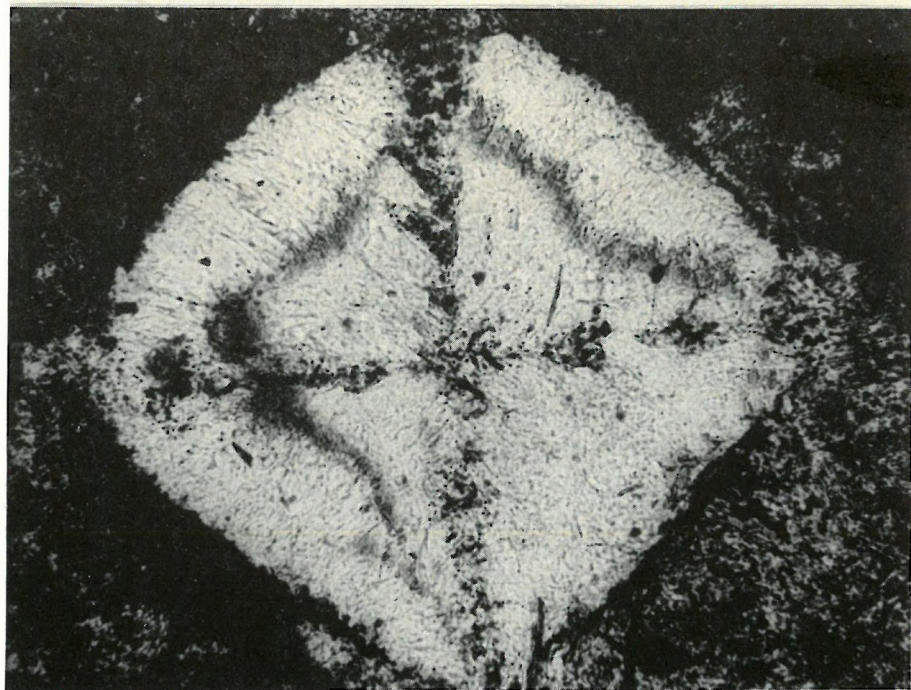
2

XXI. tábla

1. Epidotkoszorúval szegélyezett reliktt allanit biotitgneiszben
Val Formazza, SA-1 Olaszország
II N 102
2. Homokóra szerkezetű andaluzit kontakt palából
Horváthertelend, ottnangi konglomerátum kavicsa
II N 100X



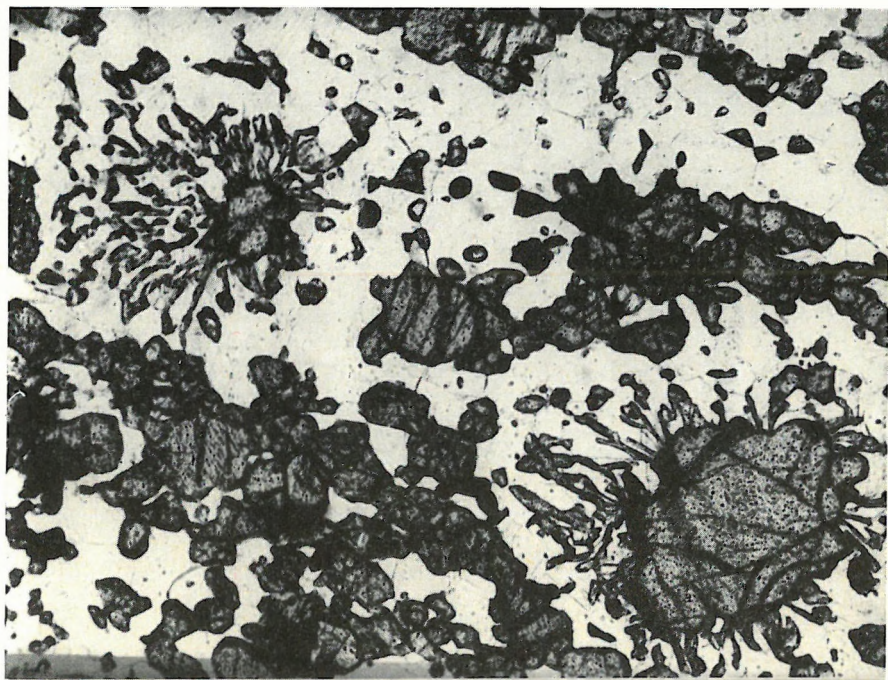
1



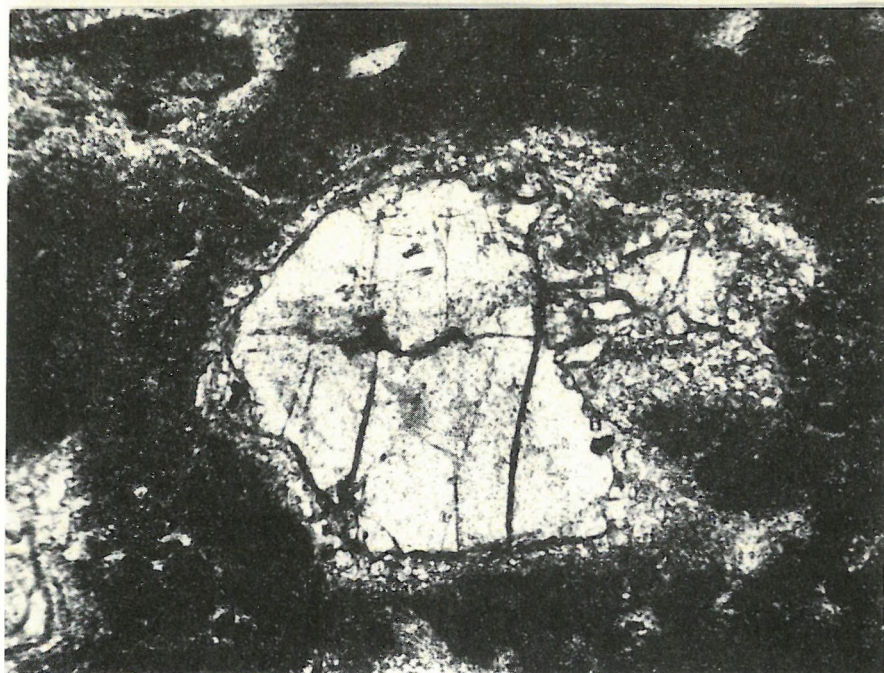
2

XXII. tábla

1. Gránát körül képződött koronaszerkezet
Hartmannsdorf, Sachsen
II N 52X
2. Gránát körül képződött koronaszerkezet és igen finom szimplektites
szerkezet retrográd eklogitból
Görcsöny 1. sz. f. 122,4 m
IIN 52X



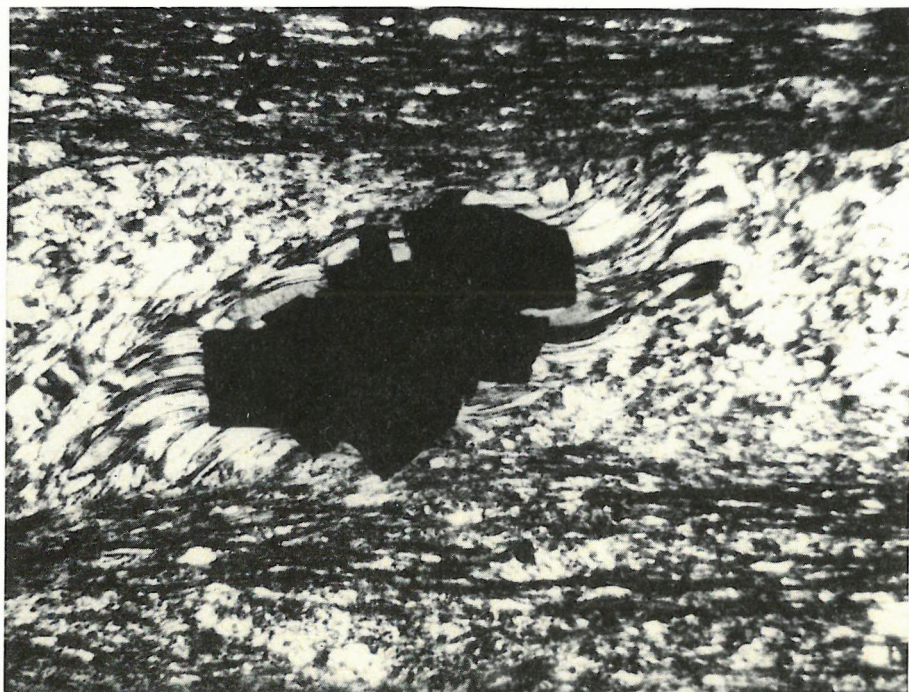
1



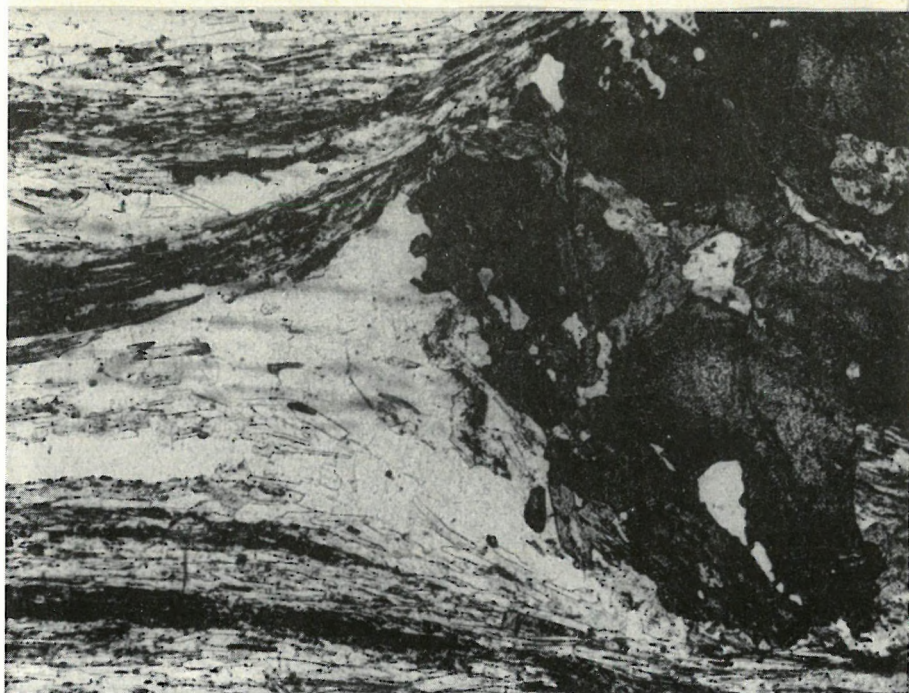
2

XXIII. tábla

1. Finom, szálás kvarcból álló, deformált nyomásszegély pirit körül,
aleuolitpalában
Szentgotthárd 1. sz. f. 547—551 m
+ N 100X
2. Nyomásárnyék és összenyomódás gránát porfiroblaszt körül
Álmosd 1. sz. f. 9
+ N 102X



1

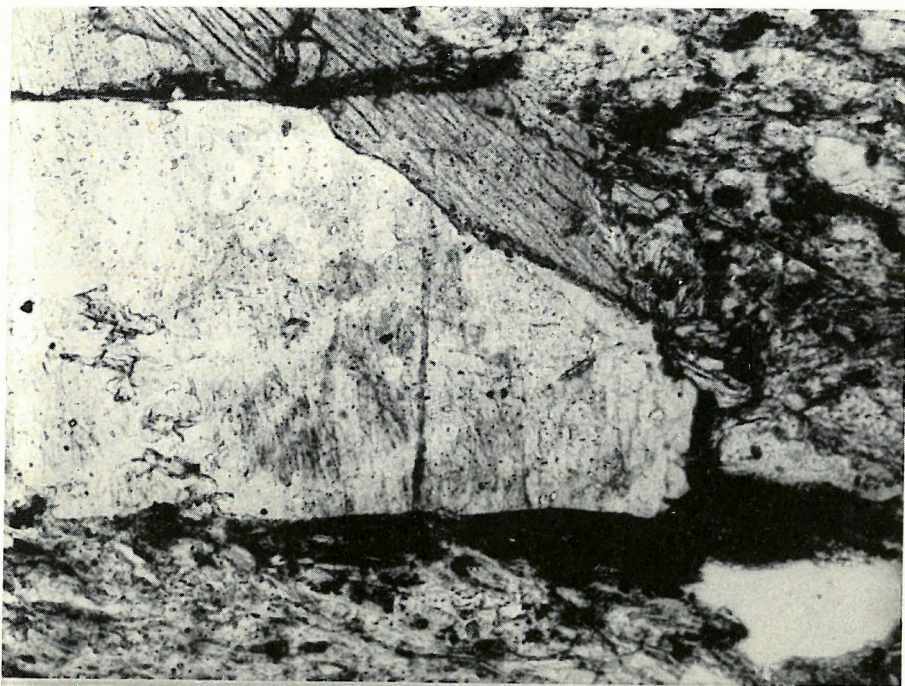


2

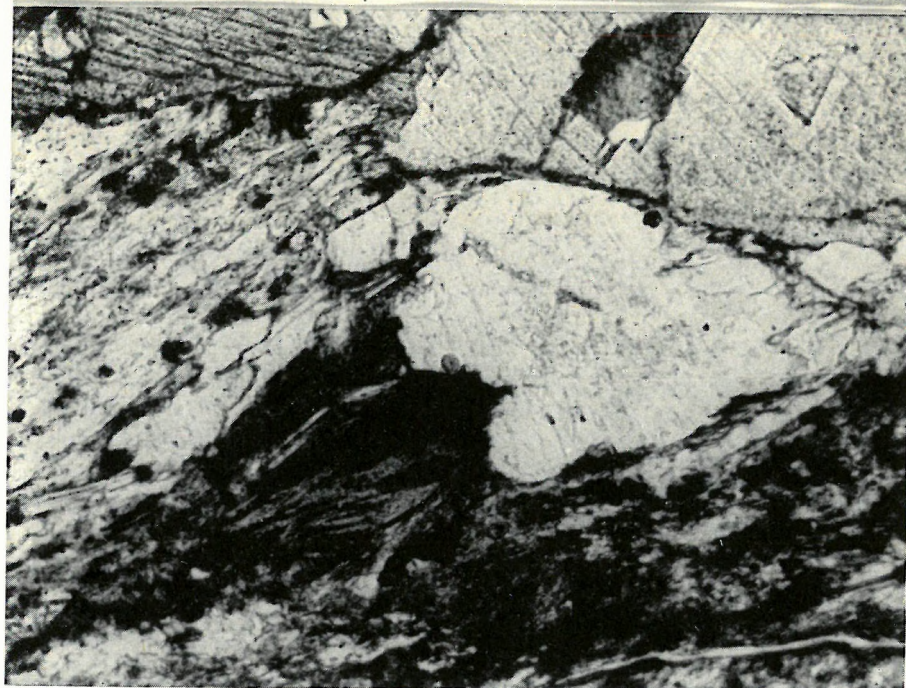
XXIV. tábla

Biotit kristályosodása földpátok nyomásárnyékában

1. Balatonföldvár 1. sz. f. 335,8—337,8 m
II N 102X
2. Balatonföldvár 1. sz. f. 335,8—337,8 m
II N 102X



1



2

TARTALOM

Bevezetés	3
1. A metamorfózis mechanizmusai	5
1.1. Aktiváció	5
1.2. Migráció	6
1.3. Nukleáció és növekedés	7
2. Metamorf reakciók	9
2.1. A kémiai egyensúly elérése	10
2.2. A reakciók reverzibilitása, retrográd metamorfózis	12
3. A metamorf kőzetek szövete	14
3.1. A kristályok alakja	14
3.2. A kristályok egymáshoz viszonyított helyzete és orientációja	20
3.3. Szemcseközi határok	22
3.4. A kristályosodás és deformáció közti viszony	24
3.5. A zárványok jelentősége	28
4. A szöveti elemzések jelentősége	31
5. A metamorf kőzetek szerkezeti—szöveti típusai	34
5.1. A metamorf kőzetek szerkezete és szövete	34
5.2. A metamorf kőzetek szerkezeti elemei	38
6. Néhány metamorf szöveti—szerkezeti jelenség és azok értelmezése	41
Pelites—pszammitos eredetű metamorfitok mikroszkópos feldolgozásának menete	47
Irodalom	55
Fényképtáblák	57

